ЛИТОГЕНЕЗ '23

18 - 23 Сентября
Воронеж, Россия

МАТЕРИАЛЫ

X Международного совещания

«Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии»

Совещание проводилось при финансовой поддержке ООО «Формматериалы», г.Воронеж и Ассоциации Недропользователей Черноземья, г.Воронеж

ВГУ
ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
Semper in motu

Геологический институт РАН

ИГЕМ РАН

ФОРММАТ
НАДЕЖНЫЙ РЕЗУЛЬТАТ

Российское Геологическое Общество

МАТЕРИАЛЫ

X МЕЖДУНАРОДНОГО СОВЕЩАНИЯ

«ЛИТОГЕНЕЗ И МИНЕРАГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ И ФАНЕРОЗОЯ ЕВРАЗИИ»

18–23 сентября 2023
ВОРОНЕЖ

УДК 551 : 553
ББК 26.348
Л 64

Л 64 **Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии.** Материалы X Международного совещания по литологии (г. Воронеж, ВГУ, 18–23 сентября 2023 г). / Воронеж, 2023. – 528 с.

ISBN 978-5-907669-37-6

Редакторы: Ю.О. Гаврилов, А.Д. Савко

Ответственные за выпуск: А.В. Крайнов, С.В. Бондаренко

Аннотация. В сборнике представлены материалы по изучению процессов гипергенеза, образующих формацию коры выветривания и полезные ископаемые, связанные с ней. Большой раздел посвящен седиментогенезу и его эволюции в истории Земли, включающие тектонические, физико-географические, биогенные, вулканогенные факторы, геохимию осадочного процесса и фациальный анализ. Рассмотрены современные подходы к реконструкции палеогеографических обстановок в истории Земли с широким использованием литогеохимических методов. На основе стадиального анализа показана роль постседиментационных процессов в литогенезе осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. В серии статей по эволюционной минерагении охвачен широкий круг металлических и неметаллических полезных ископаемых. Это железные и марганцевые руды, бокситы, полиметаллы, титан-циркониевые россыпи, редкие и редкоземельные элементы, каолины, калийные соли и другие виды минерального сырья. Особое место уделено формированию залежей углеводородов в процессах литогенеза, в том числе нефти, горючих сланцев и битумов. Приводятся характеристики коллекторов разновозрастных толщ, рассматриваются закономерности размещения в них залежей УВ

УДК 551 : 553
ББК 26.348

ISBN 978-5-907669-37-6

© Макарихин И.Н. (верстка), 2023
© Издательство «Цифровая полиграфия», 2023

УДК 551.46

Субаэральные перерывы и возможные процессы почвообразования на границе девона и карбона в разрезе Колесовского карьера известняков (Тульская область)

Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Малышев В.В.

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (ФИЦ ПНЦБИ РАН), Россия, 142290 г. Пущино, Московская область, Институтская 2, alekseev@issp.psn.ru

Палеопочвы - древние почвы, которые были включены в геологическую летопись и формируют палеопочвенные архивы, сохраняющие информацию о прошлых эпохах. Изучение палеопочв позволяет развить и детализировать наши представления об эволюции биосферы Земли, реконструировать экосистемы в целом. Проведено детальное изучение субаэральных перерывов (возможно палеопочв) палеозоя в Колесовском карьере известняков (Тульская область), где представлена граница девона и карбона. Разрез, включает верхние горизонты Хованской свиты и Купавнинской свиты. Выполнены детальные минералогические и геохимические исследования для всего разреза.

Ключевые слова: палеопочвы, минералогия, палеозой

Проведено детальное изучение субаэральных перерывов (возможно палеопочв) палеозоя в Колесовском карьере известняков на р, Мокрая Табола (Тульская область), где представлена граница девона и карбона. Здесь вскрыт наиболее полный разрез, включающий верхние горизонты Хованской свиты и Купавнинской свиты. Поздний девон – ранний каменноугольный период является одним из важнейших временных интервалов истории Земли, поскольку он представляет собой переход от теплого глобального климатического режима середины палеозоя к ледниковому периоду позднего палеозоя. Глобальные климатические изменения были связаны с нарушениями палеогеографических условий и сопровождались кризисом экосистем. Были описаны и отобраны образцы из отложений стратиграфических несогласий на трех уровнях фаменского яруса верхнего девона и на его границе с турнейским ярусом нижнего карбона. Выполнены детальные минералогические и геохимические исследования для всего разреза, представленного карьере так и для отдельных несогласий. Химический состав образцов изучен методом рентген-флюоресценции на спектрометре S6 JAGUAR, минеральный состав валовых образцов и илистой (<2 мкм) фракции был изучен методом рентгеновской дифрактометрии, а также методом Мессбауэровской спектроскопии для определения различных Fe-содержащих минералов. Наибольший интерес представляют два несогласия в верхах Хованского горизонта (D_3fm), которые вероятно относятся к Хангенбергскому глобальному геологическому событию. Наиболее яркое морфологически представляет собой сдвоенное несогласие, обе части которого имеют одинаковое строение: углистые слои, перекрытые слоями глины. Терригенная пачка подстилается и перекрывается слоями морского известняка. Углистые слои имеют тяжелый гранулометрический состав с содержанием глины 72-74%, обеднены карбонатами (9-17% $CaCO_3$). Слои глины, напротив, обогащены кальцитом (49-65%) и обеднены илом (30-34%). Содержание карбонатов в подстилающем и перекрывающем несогласие известняках находится в пределах 82-97%. Все карбонаты представлены кальцитом. К интервалу изученного несогласия с углистыми прослоями приурочена геохимическая аномалия по ряду элементов и изотопно-геохимическая аномалия. По изотопным данным отмечается отрицательного отклонение непосредственно для сдвоенного несогласия и включает в себя сильно отрицательные значения до $\delta^{13}C$=-6.50‰ (PDB). Такие значения $\delta^{13}C$ характерны для типично субаэрального воздействия (почвенных) карбонатов, сформированных при участии CO_2 атмосферы. Изучение минералогического состава илистой фракции показало, что илистая фракция всех образцов содержит смектит, слюду и каолинит в разных соотношениях. Максимальное содержание каолинита отмечено в первом (нижнем) углистом слое. Анализ полученных дифракционных спектров показал, что несогласие слагают отложения 3-х типов, которые различаются по типу смектитовой фазы. Все смектиты представлены индивидуальными фазами и не имеют признаков смешанослойности. Илистые фракции известняков в подошве и кровле несогласий дополнительно содержат микритовый кальцит. Высокий заряд решетки смектитов и присутствие кварца свидетельствуют в пользу аллохтонной природы отложений, слагающих несогласие. Отмечаются различия и в состоянии соединений железа изученные методом Мессбауэровской спектроскопии как в части оксидов железа, так и в части структурного в силикатах. Изучение химического и минералогического состава (валовых образцов илистой фракции, состояния соединений железа) свидетельствуют о двух однотипных событиях, состоявших из двух этапов со сменой источника материала. К интервалу изученного несогласия с углистыми прослоями приурочена геохимическая аномалия по ряду элементов и изотопно-геохимическая аномалия. По изотопным

данным отмечается отрицательного отклонение непосредственно для сдвоенного несогласия и включает в себя сильно отрицательные значения до $\delta^{13}C$=-6.50‰ (PDB). Такие значения $\delta^{13}C$ характерны для типично субаэрального воздействия (почвенных) карбонатов, сформированных при участии CO_2 атмосферы. Вопрос о возможных этапах процесса почвообразования, приуроченного к субаэральным перерывам на границе DCB, остается открытым.



Рис. 1. Карьер известняков Колесовский, р, Мокрая Табола (Тульская область), граница девона и карбона, верхние горизонты Хованской свиты и Купавнинской свиты

Исследования поддержаны грантом РНФ (№ 22-27-00370)

Subaerial unconformities and possible processes of soil formation at the Devonian-Carboniferous boundary in the section of the Kolesovsky limestone quarry (Tula region)

Alekseev A.O., Alekseeva T.V., Malushev V.V.

Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Scienceof the Russian Academy of Sciences 142290 Pushchino, Moscow region, Institutskaya Str. 2, Russian Federation, alekseev@issp.psn.ru

Paleosoils are ancient soils that have been included in the geological record and form paleosol archives that preserve information about past epochs. The study of paleosols makes it possible to develop and refine our understanding of the evolution of the Earth's biosphere and to reconstruct ecosystems as a whole. A detailed study of subaerial unconformities (possibly paleosols) in the Kolesovsky limestone quarry (Tula region), where the Devonian–Carboniferous boundary is presented, has been carried out. The section includes the upper horizons of the Khovanskaya and the Kupavninskaya formations. Detailed mineralogical and geochemical studies were carried out for the entire section.
Keywords: paleosols, mineralogy, Paleozoic

УДК 550.47

К вопросу о сфероидном выветривании гранитов (Павловский карьер, Воронежская область)

Алексеева Т.В., Алексеев А.О.

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, ул. Институтская, 2, Пущино, Московская область, 142290 Россия, 1 - alekseeva@issp.serpukhov.su, 2 - alekseev@issp.psn.ru

«Сфероидное выветривание» - природное явление, результат совместного воздействия физического и химического выветривания на плотные породы, при котором формируются валуны, незатронутое выветриванием ядро которых окружено системой концентрических слоев последовательно выветривающейся породы. Этому явлению подвержены разные типы пород, оно наблюдается на всех континентах и в различных климатических условиях (Fletcher et al., 2006). Окружённые корками валуны представляют собой идеальный объект изучения процессов выветривания (Ollier, 1971; Sindol et al., 2020). Представленные исследования проводились на территории Павловского карьера гранитов (Воронежская область), в основании которого залегают породы протерозойского кристаллического фундамента с развитой корой выветривания (КВ) в кровле. КВ перекрыта мощным осадочным чехлом. Самые древние его отложения датируются эйфельским (D_2ef) возрастом (Савко, 2002; Alekseeva et al., 2023). КВ включает гранитные валуны. Поверхность большинства валунов равномерно покрывает корка выветривания. Задача данного исследования заключалась в выявлении природы корок. Для этого было отобрано около 40 корок разной морфологии, для которых были изучены элементный и минеральный составы, фазовый состав оксидов – гидроксидов железа, магнитная восприимчивость, морфология минеральных зерен, субмикроскопическое строение новообразований, микропалеонтологические объекты. Полученные данные свидетельствуют, что изученные корки выветривания представляют собой субаэрально образованные биотичные почвоподобные тела предположительно раннепалеозойского возраста. Как и палеопочвы, они являются важными природными архивами.
Ключевые слова: корки выветривания, средний девон, геохимия

В Павловском карьере толща коры выветривания протерозойского гранитного фундамента содержит включения гранитных валунов. Они встречаются по всей видимой мощности коры выветривания вплоть до ее размытой кровли. Помимо этого, валуны присутствуют в перекрывающем кору выветривания осадочном чехле, а также в виде останцов в различных частях карьера. Валуны преимущественно округлые, диаметр их разнится от 10 см до нескольких метров. Поверхность валунов равномерно покрывает корка выветривания (рис. 1). Граница между коркой валунов и вмещающей их породой резкая; она определяется по цвету, плотности и твердости. Корки имеют слоистое строение. Большинство из них состоит из трех слоев, но встречаются также двух- и четырехслойные. Толщина корок разнится от 4 до 10 см. Внешняя тонкая, плотная и твердая часть – темно- или зеленовато-серая; средняя (основная часть) – рыхлая, сыпучая, светло-серая; внутренняя – твердая, прочная, как правило, ожелезненная.

В минеральном составе корок содержатся кварц, К-полевой шпат, слюда (биотит) и каолинит. Сапролит состоит из того же набора минералов, но содержание каолинита здесь выше, а биотита ниже, чем в корках. Показательна величина отношения кварц/полевой шпат. Для невыветрелого гранита она составляет 1.0, для сапролита – колеблется в узких пределах: 2.0-2.3, а для корок она находится в широких пределах - от 1.0 до 3.6 и часто превышает значения, полученные для вмещающего валуны материала коры выветривания гранитов. Анализ данных химического состава показал, что формирующийся в ходе выветривания гранита сапролит теряет большую часть элементов (Fe, Mg, Mn,

P, S). При этом, Al и K, напротив, накапливаются. В составе корок выветривания отмечается рост концентраций Fe, Al, Mg, Mn, K, P, S как относительно гранита, так и сапролита. Для отдельных образцов корок отмечен рост величины отношения Ba/Sr, которое характеризует степень выщелоченности породы. Она находится в очень широких пределах – от 3 до 17 и может превышать значения этого показателя, характерные для сапролита (рис. 2).

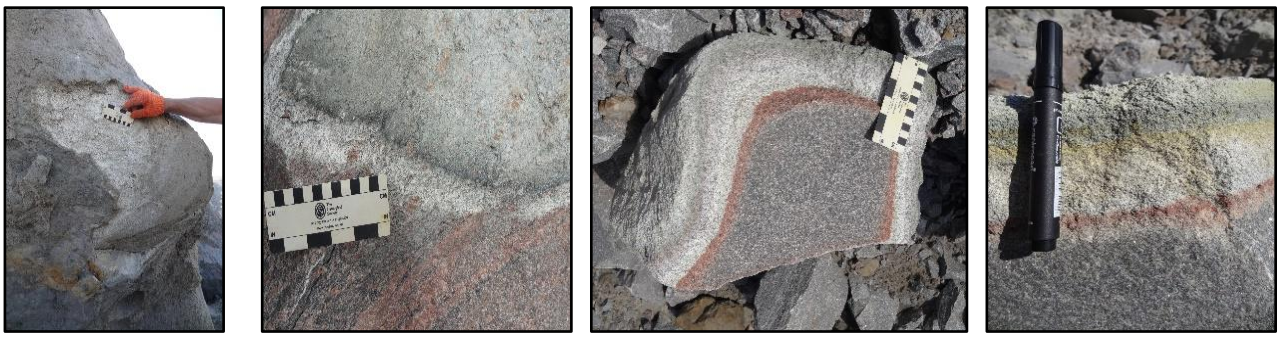


Рис. 1. Корки на гранитных валунах: двух-, трех- и четырехслойные. Фото: Алексеева Т.В.

Описанное выше слоистое строение корок сопровождается дифференциацией ряда свойств – формированием их своеобразного микро-горизонтного строения. Наиболее выразительно эта особенность проявляется по отношению к Fe, максимальное обогащение которым (до 20 % Fe_2O_3) отмечено для подповерхностного слоя корок. Внешние слои корок содержат органический углерод (до 0.1 %) и фосфор. Наиболее яркое проявление дифференциации обнаружено для серы. Содержание этого элемента в граните и сапролите находится на гране обнаружения. Во внешних слоях корок концентрации S могут достигать 4 %. Корки, обогащенные серой, как правило, имеют и высокие концентрации Fe. Низкие значения величин магнитной восприимчивости таких образцов (~$10*10^{-8}$ SI) предполагают их обогащенность Fe - сульфидами.

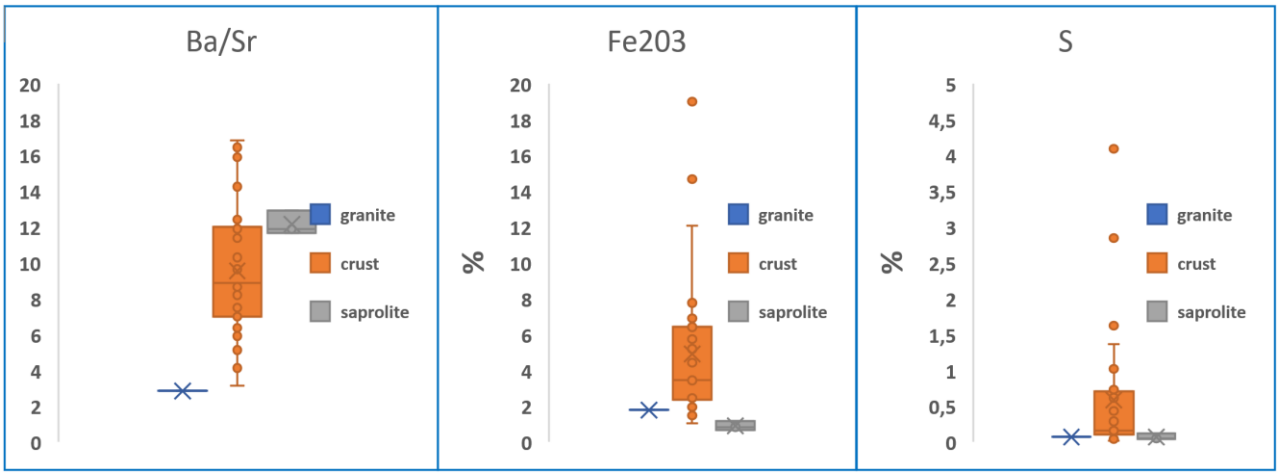


Рис. 2. Сравнение химического состава гранита (granite), сапролита (saprolite) и корок выветривания на поверхности гранитных валунов (crust)

Электронно-микроскопическое изучение материала корок показало, что поверхности минеральных зерен несут черты выветривания – растворения, расслоения, расщепления по спайности. Такие преобразования выявлены для зерен кварца, биотита, К- полевого шпата, кристаллов пирита. Параллельно с процессами выветривания, в корках выявлены процессы вторичного минералообразования – неосинтеза таких минералов как: каолинит, К-полевой шпат, гиббсит, гипс, пирит, оксиды Fe (гетит) и Ti (анатаз), формируются нераскристаллизованные силикатные пленки сложного состава. Новообразованный каолинит представлен вермикулярной формой, вторичный пирит – фрамбоидальными конкрециями. Отдельного внимания заслуживает неосинтез К-полевых шпатов. Их морфологические особенности даны на рис. 3. Они формируют совершенные кристаллы в широком размерном диапазоне – от 1 до 20 мкм. Усредненное по множеству кристаллов этого минерала содержание основных элементов составляет: Si – 18- 22%, K – 7-11 %, Al – 7-8%, что идентично составу аллотигенного микроклина изученного гранита. В работах Ю.В. Яшунского с соавт. (2018) описаны находки аутигенного К-полевого шпата (санидина) в терригенных песчано-глинистых, а также карбонатных породах каменноугольного возраста на территории Московской области. Полученные

нами данные свидетельствуют, что это явление, по-видимому, характерная особенность зоны гипергенеза.

Специального внимания заслуживают обнаруженные в материале корок выветривания микропалеонтологические объекты (данные СЭМ): минерализованные колонии микроорганизмов, криптоспоры, диатомовые водоросли, отпечатки цист празинофит. Криптоспоры объединены в тетрады, скульптура их поверхности сильно шиповатая. Морфологически криптоспоры близки типу Tetraplanisporites, которые известны начиная с ордовика (Rubinstein and Vajda, 2019).

Заключение. Комплекс полученных данных позволяет заключить, что изученные в данной работе корки выветривания не являются промежуточным продуктом преобразования гранита в сапролит, а самостоятельным, инситным биокосным почвоподобным образованием. Как и ископаемые почвы, они являются важным природным архивом, сохраняющим информацию о палеоклимате и биоте. Стратифицированное строение «профиля» и макромасштабы развития корок свидетельствуют в пользу их продолжительного формирования в гумидных обстановках. На настоящий момент время формирования корок не установлено. Но они, заведомо, маркируют не изученный ранее континентальный этап развития данной территории, который предшествовал формированию среднедевонского осадочного чехла.

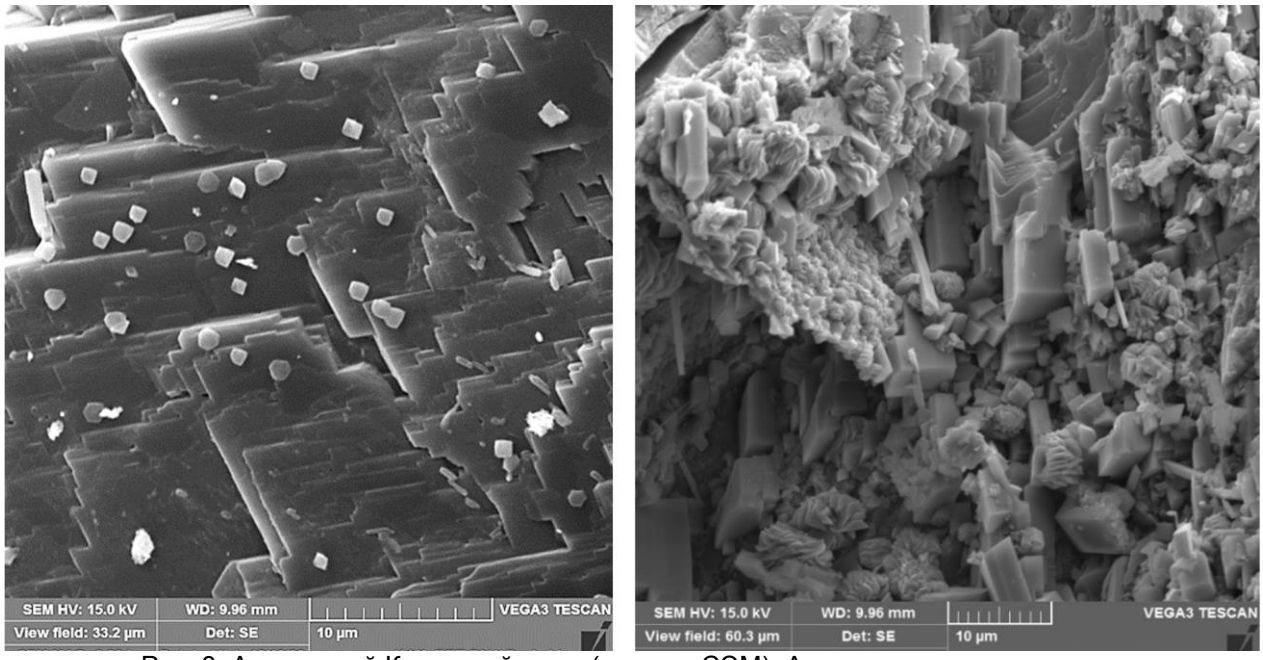


Рис. 3. Аутигенный К-полевой шпат (данные СЭМ): А – выветривание аллотигенного микроклина и формирование микрокристаллов К-полевого шпата; Б – кристаллы аутигенного К-полевого шпата в массе нераскристаллизованных силикатных пленок сложного состава

Исследования поддержаны Российским Научным Фондом, проект № 22-27-00370.

Литература

Савко, А.Д. Геология Воронежской антеклизы/ А.Д.Савко. – Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Вып. 12.- Воронеж: Изд-во ВГУ, 2002. -165 с.

Яшунский, Ю.В. Новые находки аутигенного санидина в терригенных и карбонатных породах гжельского яруса Подмосковья/ Ю.В. Яшунский, И.А. Новиков, А.В. Федоров, И.Г. Быстров, С.В. Гришин// Бюллетень Московского общества испытателей природы (МОИП). Отдел геологический. - 2018. -Т. 93, вып. 3. -С. 73–80.

Alekseeva T. Sulfide oxidation as a trigger for rhyolite weathering and paleosol formation in Devonian (Voronezh High, South Russia)/ T. Alekseeva, P. Kalinin, V. Malishev, A. Alekseev // Catena.- 2023.- 220 Part A.- 106712.

Fletcher, R.C. A spheroidal weathering model coupling porewater chemistry to soil thicknesses during steady-state denudation/ R.C. Fletcher, H.L. Buss, S.L. Brantley // Earth and Planetary Science Letters. -2006. - 244 . – P. 444–457.

Ollier, C.D. Causes of spheroidal weathering// Earth-Science Reviews. - 1971. – 7. - P. 127-141.

Rubinstein, C. V. Baltica cradle of early land plants? Oldest record of trilete spores and diverse cryptospore assemblages; evidence from Ordovician successions of Sweden/ C. V. Rubinstein, V.Vajda // GFF.- 2019. -141(3). -P.181-190.

Sindol, G. P. New insights into Paleoproterozoic surficial conditions revealed by 1.85 Ga corestone-rich saprolith/ G. P. Sindol, M. G. Babechuk, J. A, Petrus, B. S.Kamber // Chemical Geology. -2020.- Vol. 545.- 119621.

Insight to spheroidal weathering of granite (Pavlovsk quarry, Voronezh High)

Alekseeva T.V.,[1] Alekseev A.O. [2]

Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science of Russian Academy of Sciences, Russia, 142290, Pushchino Moscow region, ul. Instituskaya, 2, 1 – alekseeva@issp.serpukhov.su, 2 – alekseev@issp.psn.ru

Spheroidal weathering of rocks is a result of a complex of physical and chemical processes when the remnants of bedrocks (corestones) become surrounded by concentric multilayered sheets - rindlets (or crusts) of progressively weathered saprolite. This phenomenon is found on almost all rock types, all continents and in many climate regimes (Fletcher et al., 2006). Such crusts are an ideal, small-scale natural interface for examining weathering reactions (Ollier, 1971; Sindol et al 2020). The given investigations were undertaken on the territory of Pavlovsk granite quarry (Voronezh region). The Precambrian crystalline basement of the quarry is deeply weathered, and developed weathering crust is irregularly eroded. Weathering crust is overlayered by sedimentary cover, the oldest deposits of which are dated as Pre-Eifelian (Savko, 2002, Alekseeva et al., 2023). The weathering crust has the inclusions of granite corestones typically surrounded by rindlets. The task of the given investigation was to study the nature of rindlets. About 40 samples of rindlets were collected and multidisciplinary studied (chemistry, mineralogy, Fe-oxides, magnetic susceptibility, submicroscopy of mineral grains, micropaleontological items). The obtained results allow to conclude that rindlets are subaerially developed biotic soil-like bodies presumably of Early Paleozoic age. As well as paleosols, they can be regarded as an important natural archive.

Keywords: weathering crusts, Middle Devonian, geochemistry.

УДК 553.636

Облицовочные камни лебедянской свиты верхнего девона северо-востока Воронежской антеклизы

Андреенков В.В.

Департамент по недропользованию по ЦФО, Россия, г. Москва, 117105,Варшавское шоссе, д. 39-а, vandreenkov@rosnedra.gov.ru

Среди известняков лебедянской свиты верхнего девона северо-востока Воронежской антеклизы широко развиты разности, представляющие большой интерес в качестве облицовочного и блочного камня. Их морфоструктурные особенности позволяют среди них выявлять перспективные площади развития облицовочных известняков. Характерной особенностью лебедянских известняков является их перекристаллизованность и монолитность в отдельных слоях. Средний ожидаемый выход блоков из известняков: III -V группы-22,7%,в т.ч.: III группы-2,8%, IV группы-14,2%, V группы-5,7% Выявляются 3 основные разновидности облицовочных известняков: серы известняки; светло-серые (белые) известняки; светло-серые брекчеевидные известняки. Известняки соответствуют V категории отражательной способности по блескомеру, насыщенность цветом для всех известняков-ненасыщенная, категория цветового предпочтения соответствует III категории; сочетание цветов-монохроматическое с гармоничными отклонениями от доминирующего тона и соответствуют II категории. Рисунок для серых известняков имеет однородный тон, иногда пейзажный с прожилками и пятнами, у светло-серых известняков рисунок также однородный, иногда с прожилками, пейзажный, у светло-серых брекчеевидных известняков рисунок пейзажный брекчеевидный и все разновидности соответствуют I категории отражающей способности. Итоговая оценка декоративности для всех известняков одинаковая, составляет по 21 баллу, что соответствует III классу по декоративности-малодекоративные. Отражательная способность готовых изделий для серых известняков в среднем составляет 15,4 %, для светло-серых известняков в среднем составляет 7,53 %, для светло-серых брекчеевидных известняков в среднем составляет 6,93 %.

Ключевые слова: известняки, блоки, плиты.

В течение фаменского века на территории Воронежской антеклизы прибрежно- и мелководно-морские фации, превалирующие в раннем фамене, сменились прибрежными и лагунными в среднем и позднем. В большинстве изученных нами скважин устанавливается резкая смена в разрезе мелководных коричневато-серых толстослоистых органогенно-обломочных известняков елецкой свиты на прибрежно-морские серые, желтовато-серые и светло-серые (часто белые мелоподобные) среднеслоистые перектисталлизованные известняки лебедянского возраста.

Лебедянская свита на северо-востоке Воронежской антеклизы представлена исключительно пестрым составом пород от органогенно-обломочных, детритовых и пелитоморфных доломитисных (мраморизованных) известняков, при этом внизу преобладают органогенно-детритовые и пелитоморфые известняки, а вверху (на северо-востоке) доломитовые известняки. В составе свиты выделено пять литологических пачек, три из которых известняковые, а две известняково-доломитовые. Первая снизу пачка представлена пелитоморфными известняками с тонкими прослоями органогенно-обломочных, строматолитовых полосчатых и конгломеративно-брекчиевых. Во второй пачке, сложенной теми же, что и первая, породами, появляются доломитистые известняки и резко возрастает количество органогенно-обломочных. В третьей пачке исчезают доломитистые известняки и помимо пелитоморфных значительно развиты органогенно-обломочные и массивно-перекристаллизованные. Четвертая пачка представлена преимущественно седиментационно-диагенетическими доломитами, а пятая - сульфатно-доломитовая. Такой разрез свидетельствует о смене мелководно-морского режима в первой половине лебедянского времени на лагунный во второй. Известняки преимущественно светло-серые,белые,реже желтовато-серые. Среди органогенно-детритовых отмечаются строматолитовые, водорослевые, остракодовые, содержащие обильные остатки фауны брахиопод, пелеципод, иглокожих, остракод, гастропод, рыб. Доломитовые известняки серые и зеленовато-серые, часто строматолитовые, содержат редкие остатки панцырей рыб, остракоды. Среди известняков лебедянской свиты широко развиты разности, представляющие большой интерес в качестве облицовочного и блочного камня. Их морфоструктурные особенности позволяют среди них выявлять перспективные площади развития облицовочных известняков. Характерной особенностью лебедянских известняков является их перекристаллизованность и монолитность в отдельных слоях. На месторождениях известняков в Липецкой области (Тюшевское, Ивановское) в составе лебедянской свиты вскрываются четыре стратиграфические пачки известняков, но полный их разрез больше характерен для водораздельных частей. При бурении скважин фиксируется высокая монолитность известняков, что выражается поднятии керна столбиками от 0,1 до 0,5 м. При отработке таких месторождений можно получать кондиционные облицовочные блоки. Средний коэффициент монолитности составляет 0,269, варьируя по месторождениям от 0,06 до 0,476.

Веделяются четыре пачки на разведанных месторождениях: IV пачка лебедянских известняков эродирована и встречается часто в виде останцов на водораздельных частях на высокой кровле девонских отложений с абсолютными отметками дневной поверхности 150,0-160,0 м. Вскрытые ее мощности не превышают 1,0-3,0 метра. Представлена светло-серыми, тонкоплитчатыми пелитоморфными известняками с включениями и прослоями конгломератовидных, брекчиевых, а также с глинистыми разновидностями и мергелями («синяки»). III пачка лебедянских известняков представлена желтовато-белыми, пелитоморфными толстоплитчатыми разностями с мощностью плит до 0,5 м, в верхней части пачки с органогенно-обломочными кавернозными разновидностями с колониями строматопор. В целом характеризуется брекчеевидной или пятнистой текстурами, до микрослоистой. Структура же основной массы пелитоморфная, часто переходящая в псевдооолитовую. Мощность пачки 2,0-4,5 метра. Для II пачки присущи светло-серые и белые окраски пород. Здесь же наблюдается повышенное окремнение известняков. Отмечается также развитие в виде прослоев глинистых известняков с зеленоватыми оттенками. Послойно, в виде линзочек и стяжений, широко развиты кремни. В целом известняки доломитисные, массивные, крепкие. Под микроскопом порода сктытокристаллическая. Слагают агрегаты пелитоморфного кальцита с многочисленными ромбоэдрами доломита. По химсоставу эта пачка отличается пониженным содержанием кальция и высоким нерастворимым остатком. Мощность пачки 3,0-4,5 метра. Известняки I пачки состоят из светло-серых с коричневатым оттенком мелкозернистых, пелитоморфных разновидностей. На фоне кристаллической массы выделяются обломки раковин, полости которых выполнены среднезернистым кальцитом. В породе отмечаются псевдооолиты – образования округлой эллипсоидальной формы, сложенные средне-крупнозернистым кальцитом. Наблюдаются участки, сложенные пористым среднезернистым кальцитом. Песчано-алевритистой примеси мало. Под микроскопом имеют столбчатую текстуру. Для низов лебедянского горизонта характерны конгломерато-брекчиевые, полосчатые, органогенно-обломочные и пелитоморфные разновидности. Мощность пачки 2,0-3,0 метра. По общим морфологическим особенностям полезная толща месторождений известняков представляет собой пластообразную залежь, с изменчивой мощностью и невыдержанным коэффициентом вскрыши, изменчивым качеством полезной толщи. Залежь содержит прослои карстовых и некондиционных пород, подвержена сильной трещиноватости, представлена сильно разрушенными и монолитными крепкими известняками, которые связаны с

четырьмя литологически пачками. Структурно-тектонический характер известняков ледянской свиты обусловлен прежде всего его геолого-структурным положением на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы. Отмечаются две основные группы трещин и трещинных зон: горизонтальные, вертикальные и субвертикальные. Группа горизонтальных трещин представляет собой слоевые (пластовые) трещины отдельности, мощностью не более 5см, редко 15см. Плоскости трещин ровные, иногда шероховатые, с глинистыми примазками. Маломощные трещины обычно пустые, крупные (5-15см) выполнены глинисто-карбонатным материалом с щебнем известняка. Частота встречаемости этих трещин в нижней части разреза через 0,5-1,0м, в верхней-через 0,3-0,5м, достигая до 5-6шт. на 1п.м. Вертикальные трещины и трещинные зоны образуют три системы. Северо-восточная система структурных линий самая распространенная, имеет азимуты падения: СВ 10-55^{o}, СВ 85-90^{o}.Северо-западная система структурных линий отмечается крутизной падения к северо-востоку и юго-западу. Азимут падения 280-300^{o}, угол падения 75-85^{o}. Ширина зон 5-40м, протяженность 800-2300м.Широтные структурные линии имеют азимут падения С 0^{o},угол 80-85^{o}. Ширина зон 10-35м, протяженность 1300-3250м.

Средний ожидаемый выход блоков с учетом коэффициентов прессованной мощности, а также монолитности известняков и их пустотности (карст, мучнистые разности):III -V группы: 22,7%,в т.ч.: III группы:2,8%, IV группы:14,2%, V группы:5,7%.



Рис.1. Добытые блоки известняка



Рис.2. Готовые изделия

Минерально-петрографические исследования по результатам петрографического описания шлифов показали, что лебедянские известняки сложены преимущественно кальцитом с редкими ромбоэдрами доломита, соотношение которого меняется в зависимости от пачек лебедянского горизонта. Для I (нижней) пачки характерны пелитоморфные разности белого и светло-серого цвета с коричневатым оттенком с редкой фауной гастропод в виде внутренних ядер и шаровидными скоплениями строматопор. Известняки пачки отличаются также повышенным содержанием кальция. Для II пачки характерны скрытокристаллические структуры. Известняки пачки сложены кальцитом с многочисленным ромбоэдрами доломита. Отмечаются обломки створок остракод и растительные остатки. Содержание кальция в указанной пачке несколько ниже за счет увеличения нерастворимого остатка. Известняки III пачки также характеризуются скрытокристаллическими структурами. Отмечаются остатки остракод. Сложена кальцитом с ромбоэдрами доломита. В IV пачке больше светло-серых разностей с включением мергелей и конгломератов. Содержание кальция ниже за счет повышения нерастворимого остатка. Сложена преимущественно кальцитом.Химические исследования показали, что содержание карбоната кальция и карбоната магния в известняках колеблется в широких пределах и их распределение в породе зависит как от стратиграфических пачек, так и широкого развития карстовых процессов и трещиноватости пород. Так минимальные содержание карбоната кальция характерны для мучнистых,трещиноватых, разбитых до щебня участков в разрезе, а максимальные характерны для монолитных разновидностей.

Объемный вес известняков варьирует от 2,03 г\см^{3}до 2,52 г\см^{3},.предел прочности колеблется в широких пределах: в сухом состоянии от 390 кг/ см^{2} до 790 кг/ .Средние параметры известняков по прочности в сухом состоянии составляют 530 кг/ см^{2} .Коэффициент размягчения известняков меняется от 0,66 до 1,0. Пористость составляет от 10,67 до 12,0 %, в среднем составила 11,34%. Морозостойкость известняков составляет от 25 до 50 циклов,декоративность известняков соответствует классу III-малодекоративные.

Выделяются 3 основные разновидности облицовочного камня: серые известняки; светло-серые (белые) известняки;светло-серые брекчеевидные известняки.По результатам исследований установлено, что наиболее высокий выход облицовочных плит получен из светло-серых (белых)

известняков от 9,0 до 12,2 м^2/м^3. Для светло-серых брекчеевидных известняков он составил от 8,4 до 9,2 м^2/м^3. Наименьшим выходом плит характеризуются серые крепкие известняки. Для них характерен выход плит от 2,5 до 5,0 м^2/м^3, что связано с их хрупкостью из-за более высокой прочности и как следствие слабой вязкостью. Светло-серые брекчеевидые известняки имеют промежуточные показатели, характеризующиеся выходом плит от 8,4 до 9,2 м^2/м^3. Наибольший выход плит имеют светло-серые разновидности известняков, вход плит составляет от 9,0 до 12,2 м^2/м^3.

Исследования физико-механических свойств полученных при распиловке и обработке облицовочных плит по выделенным разновидностям показывают Прочность на сжатие в воздушно-сухом состоянии в плитах из серых известняков колеблется от 815 до 1240 кгс/см^2, в среднем составляет 981 кгс/см^2, в плитах из светло-серых варьирует от 466 до 589 кгс/см^2, в среднем составляет 526 кгс/см^2, в плитах из светло-серых брекчеевидных известняков варьирует от 213 до 464 кгс/см^2, в среднем составляет 328 кгс/см^2. Коэффициент снижения прочности (Ксн.пр.) составляет для серых известняков 1,42, а коэффициент размягчения (Ksof) составил 1,01. Коэффициент снижения прочности (Ксн.пр.) составил для светло-серых известняков -21,8, коэффициент размягчения (Ksof) составил 0,781, Коэффициент снижения прочности (Ксн.пр.) для светло-серых брекчеевидных известняков сотавил-13,7, коэффициент размягчения (Ksof) составил 0,86. Интересно выглядит увеличение прочности в водонасыщенном состоянии для серых известняков. При исследовании водопоглащения облицовочных плит установлены следующие параметры: для серых известняков изменения составляют от 1,28 до 1,49%, в среднем 1,38 %, для светло-серых от 7,08 до 8,01, в среднем 7,89%,%,для светло-серых брекчеевидных от 9,51 до 10,11, в среднем 9,8%. Средняя плотность «в куске» для серых известняков составляет от 2,540 до 2,544,в среднем 2,545 г/см^3 , для светло-серых от 2,173 до 2,204,в среднем 2,185 г/см^3,для светло-серых брекчеевидных от 2,103 до 2,131,в среднем 2,118 г/см^3. Истинная плотность для серых известняков составила 2,711 г/см^3, а водовоглощение 6,12 %, истинная плотность для светло-серых известняков - 2,680 г/см^3, водовоглощение -18,47%, истинная плотность для серых известняков составила 2,679 г/см^3, а водовоглощение 20,94%.

При испытаниях на морозостойкость установлено, что плиты из светло-серых брекчеевидных известняков не морозостойки, и после 15 циклов замораживания испытываемые образцы начали разрушаться с потерей сечения до 50%, а при дальнейших испытаниях после 50 циклов замораживания полностью разрушились. Плиты из светло-серых и серых известняков имеют высокую морозостойкость и выдерживают 75 циклов замороживания, при этом потеря прочность после 50 циклов замораживания для светло-серых известняков увеличилась и составила +20,6%,для серых -+4,5%, после 75 циклов замораживания потеря прочности изменилась незначительно и составила для светло-серых известняков -6,8%,для серых - 3,3%. Наибольшей полируемостью обладают серые известняки и составляет для них 15,4%, Полируемость свето-серых известняков ниже и составляет 7,53 %, а светло-серых брекчеевидных 6,93 %. Все 3 разновидности соответствует IV категории отражающей способности.

Цветность для всех известняков - хроматическая, I категории отражающей способности, насыщенность цветом для всех известняков-ненасыщенная, IV категории отражающей способности, категория цветового предпочтения также для всех известняков рядовая, что соответствует III категории отражающей способности; сочетание цветов-монохроматическое с гармоничными отклонениями от доминирующего тона и все известняки соответствуют по этому показателю II категории отражающей способности. Рисунок для серых известняков имеет однородный тон, иногда пейзажный с прожилками и пятнами, у светло-серых известняков рисунок также однородный, иногда с прожилками, пейзажный, у светло-серых брекчеевидных известняков рисунок пейзажный брекчеевидный и все разновидности соответствуют I категории отражающей способности.

Структура облицовочных плит из всех известняков- скрытозернистая (размер зерен менее или равен 0,1 мм), по глубине просвечивания- не просвечиваются. По этим показателям известняки соответствуют III категории отражающей способности.

Итоговая оценка декоративности для всех известняков одинаковая, составляет по 21 баллу, что соответствует III классу по декоративности-малодекоративные.

Отражательная способность готовых изделий по блескомеру ФБ-2 изменяется для серых известняков от 14,6 до 16,2 %, в среднем составляет 15,4 %, для светло-серых известняков изменяетсяот 7,4 до 7,8 %, в среднем составляет 7,53 %, для светло-серых брекчеевидных известняков изменяется от 6,2 до 8,4 %, в среднем составляет 6,93 %. Все они соответствуют IV категории отражающей способности по блескомеру.

Литература

Андреенков В.В., Савко А.Д. Естественные отделочные и облицовочные материалы из осадочных пород северо-востока Воронежской антеклизы// Труды НИИ геологии ВГУ. Воронеж. 2003, Вып. 15.- С. 94

Окороков В.А., Савко А.Д. Литология фаменских отложений Воронежской антеклизы. ВГУ.Воронеж. 1998.- С. 120

Савко А.Д. и др.Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы// Труды НИИ геологии ВГУ. Воронеж. 2001, Вып. 3.- С. 201

Савко А.Д. Геология Воронежской антеклизы// Труды НИИ геологии ВГУ. Воронеж. 2002, Вып. 12.- С. 165

Facing stones of the Lebedyanskaya Formation of the Upper Devonian of the northeastern Voronezh Anticlise

Andreenkov V.V.

Department for Subsoil Use in the Central Federal District, Russia, Moscow, 117105, Varshavskoe shosse, ul. 39-a, vandreenkov@rosnedra.gov.ru

Among the limestones of the Lebedyan Formation of the Upper Devonian of the north-east of the Voronezh Anticlise there are widely developed varieties of great interest as facing and block stone. Their morphostructural features make it possible to identify promising areas for the development of facing limestones. A characteristic feature of Lebedyanka limestones is their recrystallization and monolithicity in separate layers. Average expected yield of blocks from limestones: III -V group-22,7%, including: III group-2,8%, IV group-14,2%, V group-5,7% 3 main varieties of facing limestones are revealed: sulfur limestones; light gray (white) limestones; light gray brecciated limestones. Limestones correspond to V category of reflectivity on the glossometer, color saturation for all limestones is unsaturated, color preference category corresponds to III category; color combination is monochromatic with harmonious deviations from the dominant tone and corresponds to II category. The drawing for gray limestone has a homogeneous tone, sometimes landscape with veins and spots, for light gray limestone the drawing is also homogeneous, sometimes with veins, landscape, for light gray brecciated limestone the drawing is landscape brecciated and all varieties correspond to I category of reflectivity. The final estimation of decorativeness for all limestones is the same, makes on 21 points that corresponds to III class on decorativeness-malodecorative. Reflectivity of finished products for gray limestone averages 15,4 %, for light gray limestone averages 7,53 %, for light gray brecciated limestone averages 6,93 %.

Keywords: limestones, blocks, slabs

УДК 553.623.7
Стекольные пески северо-востока Воронежской антеклизы

Андреенков И.В.

ФГУ Территориальный фонд геологическойинформации по ЦФО, Липецкий филиал, Россия, г. Липецк, 398001*,улица Максима горького д. 10, aiv48@bk.ru*

Перспективы выявления крупных месторождений стекольных песков на северо-востоке Воронежской антеклизы связаны с 3 стратиграфическими уровнями: Прибрежно-морскими отложениями волчинской фациальной зоны аптского яруса; аллювиальными отложениями миоцена (потуданская серия); аллювиальными отложениями верхнего плиоцена (горянская серия).

Для отложений волчинской фациальной зоны аптского яруса гранулометрический состав песков характеризуется выдержанным содержанием нормируемых фракций (более 0.8 мм и менее 0.1 мм). Химический состав песков имеет высокие содержания кремнезема и низкие оксидов железа. После обогащения возможно получение высоких марок стекольных песков: ВС-050,ОВС-025 и ООВС-015

Аллювиальные пески миоцена (потуданская серия) по гранулометрическому и химическому составу характеризуются выдержанностью качественных показателей. Химический состав и содержание красящих окислов отвечает низким и средним качественным значениям. Пески естественной среды могут быть отнесены к марке Т, и только после обогащения возможно получение кварцевых продуктов, соответствующих требованиям марки С-070.

Аллювиальные пески верхнего плиоцена (горянская серия) характеризуется тонким гранулометрическим составом. Минеральный состав их обломочной части представлен породобразующим кварцем с незначительной примесью полевых шпатов и акцессорных минералов. Химический состав отличается низкими и средними значениями окиси железа и

оксида алюминия, средними значениями диоксида кремния. Возможно получение обогащенных марок стекольных песков группы ВС.

Ключевые слова: Стекольные пески, апт, миоцен, плиоцен.

В последние годы в рамках реализации государственных программ по развитию и использованию минерально-сырьевой базы проводились широкомасштабные поиски кварцевых стекольных песков на территории Липецкой области (северо-восток Воронежской антеклизы). Перспективы выявления крупных месторождений стекольных песков связаны с 3-мя стратиграфическими уровнями:

1) Прибрежно-морскими отложениями волчинской фациальной зоны аптского яруса (Ильинский, Делеховский и Первомайский участки Волчинской, Дубовецкий участок Дубовецкой площади, Сенцовский участок Сенцовско-Чириковской прогнозно-перспективных площадей.
2) Аллювиальными отложениями миоцена (потуданская серия) (Горловское месторождение Милославско-Урусовской прогнозно-перспективной площади).
3) Аллювиальными отложениями верхнего плиоцена (горянская серия) (Синдякинский и Даньшинский участки Даньшинско-Синдякинской прогнозно-перспективной площади).

1. Прибрежно-морские отложения волчинской фациальной зоны аптского яруса.

Верхняя часть разреза представлена однородной толщей мелкозернистых, реже тонко-мелкозернистых кварцевых песков серовато- и желтовато-белой окраски. Нижняя часть, сложена мелкозернистыми и тонко-мелкозернистыми кварцевыми песками желтовато-серыми и охристо-желтыми, в различной степени глинистыми, которые включают линзовидные горизонты каолиновых глин от серовато-белых до фиолетово-серых, невыдержанной мощности (от 0.1 до 2.5 м). В редких пересечениях в составе нижней части разреза встречаются также линзы (мощностью до 2.5 м) песков от мелко-среднезернистых до средне-крупнозернистых, с примесью мелкого гравия кварца.

Общее положение подошвы полезной толщи стекольных песков разреза аптского яруса изменяется в широком диапазоне отметок от 186.0 до 197.4 м. При этом, морфологические особенности ее строения в значительной степени обусловлены характером литолого-фацильных измений в составе нижней части разреза продуктивных отложений. Установленные морфологические особенности поверхностей кровли и подошвы полезной толщи обуславливают закономерное изменение ее мощностей.

Гранулометрический состав песков: характеризуется относительно выдержанным содержанием нормируемых фракций (более 0.8 мм и менее 0.1 мм) в верхней половине полезной толщи, приуроченной к более однородной верхней части волчинской свиты. Для нижней половины свойственна повышенная неоднородность, выраженная, прежде всего, изменением содержаний алевритово-глинистой фракции (менее 0.1 мм). Общий разброс колебаний зернового состава в пробах, включенных в подсчетный контур, составляет:

- во фракции менее 0.1 мм – от 1.33 до 22.58 %;
- во фракции более 0.8 мм – от 0 – до 4.55 %.

В выделяемых для статистического учета и возможной селективной отработки сортовых разновидностях сырья (сортовых интервалах) общий разброс средних содержаний этой фракции укладывается в диапазон от 2.12 до 14.69 %, а в разведочных пересечениях - от 2.53 до 13.34 %.

Средний гранулометрический состав полезной толщи нижней части разреза аптского яруса характеризуется следующими показателями:

- содержание фракции менее 0.1 мм – 6.56– 6.91 %
- содержание фракции более 0.8 мм – 0.50– 0.74 %

Химический состав в рядовых пробах из песков полезной толщи следующий:

- SiO_2 - 92.82-99.73 %;
- Al_2O_3 – 0.12-4.06 %;
- Fe_2O_3 общ. – 0.05-0.70 %.

Содержания SiO_2 в преобладающем объеме природных песков выше минимально-допустимых (95 %) для наиболее низких марок стекольного сырья «ПБ-150-2», «ПС-250» и «Т». Содержания Al_2O_3 в преобладающем большинстве проб также не превышают предельно-допустимых значений для песков марок «ПБ-150-2» (2 %), «ПС-250» (2 %) и «Т» (4 %). В целом по содержаниям этих 2 компонентов стекольные пески Куймановского участка практически во всех пробах в природном виде удовлетворяют требованиям к сырью марок не ниже «ПБ-150-2». Главным компонентом, влияющим на качество стекольных песков, является содержание оксидов железа. В большинстве проб оно колеблется в пределах от 0.05-0.06 до 0.39-0.42 %. Более высокие содержания (до 0.7 %) отмечаются лишь в одиночных пробах из песков повышенной глинистости.

По совокупности всех качественных показателей в пробах из кондиционных разновидностей пески классифицируются на 3 группы марок:

- ПБ (марки «ПБ-150-1» и «ПБ-150-2») – 27 пр.;

- ПС (марка «ПС-250»)– 17 пр.;
- Т (марка «Т») – 24 пр.

Проведенные технологические испытания по пробам показали высокую степень снижения в песках содержаний оксидов железа (в 2.6-4 раза) в результате их отмывки, с удалением глинистой составляющей.При этом по пескам с наиболее низким исходным содержанием окида железа после этой стадии обогащения, была получена высокая марка сырья ВС-050-1. Отмывка песков позволила получить марки стекольного сырья, соответственно, - «Б-100-1» и «ПБ-100-1». После проведения полного комплекса обогащения, в результате последующей классификации, оттирки и магнитной сепарации, пески были доведены до наиболее высоких марок ОВС-025-1А (или ОВС-025-1) и ВС-050-1. При этом марка группы ОВС была получена только по наименее ожелезненным пескам, в исходном составе удовлетворявшим требованиям к сырью марки «ПБ-150-1». А природные пески марки «ПС-250» были доведены до «ВС-50-1» уже после классификации и оттирки.

Минералого-петрографический состав:

По результатам минералого-петрографического изучения выявлено, что природные пески по составу кварцевые (98,50-98,55%), с единичными включениями зерен кремня (0,03-0,22%), песчаника (0,03-0,13%), полевого шпата (0,21-0,82%), гидроокислов железа (0,09-0,21%), мусковита (0,04-0,79%), глауконита (ед.-0,02%) и акцессорных минералов (0,19-0,20%). Последние представлены ильменитом, турмалином, дистеном, гранатом, ставролитом. Зерна песка слабо окатаны. Количество окатанных зерен составляет 5,2%. Преобладает водяно-прозрачный кварц, присутствует также значительное количество полупрозрачных и молочно-белых зерен, они характерны для крупных классов.

Для песков характерно наличие определенного количества загрязненных кварцевых зерен. Загрязнения представляют собой рыхлые поверхностные налеты и примазки, чаще в углублениях и микротрещинах зерен, представленные гидрооксидами железа, глинистым и зеленоватым, вероятно хлорит содержащим, веществом. Ярко выраженные пленки гидрооксидов железа на зернах кварца встречаются редко.

Минералого-петрографический состав концентратов, полученный после последней стадии обогащения – магнитной сепарации: кварц 99,7%, кремни 0,05%, полевые шпаты 0,25%, мусковит 0,01%.

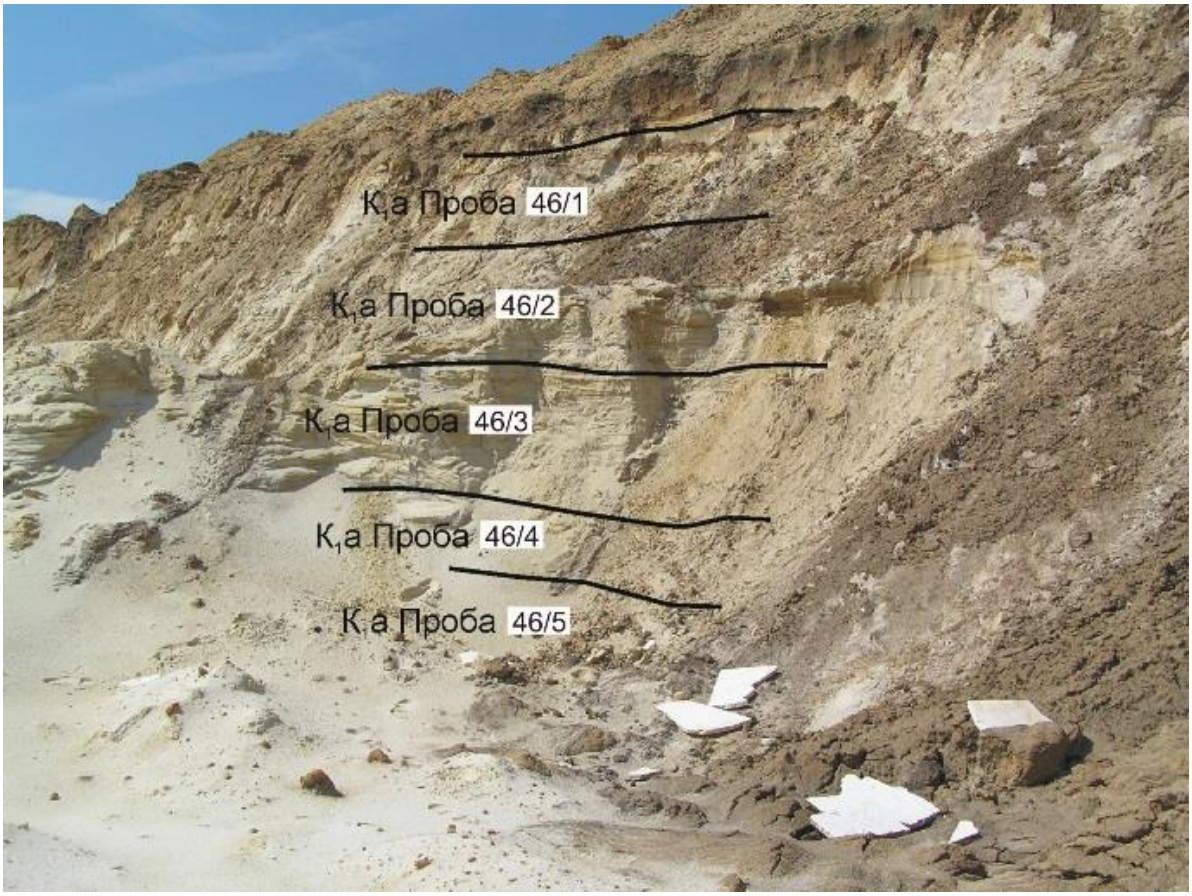


Рис.1. Ильинское обнажение стекольных песков

Табл. 1. Результаты химического анализа проб

№ Проб	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	TiO_2	ППП
446/1	99,0	0,1	0,2	0,1	0,1
446/2	99,2	0,1	0,15	0,13	0,13
446/3	99,4	0,1	0,18	0,09	0,12
446/4	98,8	0,22	0,35	0,24	0,2
446/5	99,0	0,12	0,21	0,1	0,1

Отходы при обогащении песков пробы составляют 5.11%- 14.44%, они складываются из отходов при промывке, классификации, оттирке и магнитной сепарации. Выход концентрата из песков составляет85.56 %- 94.89%.

Химический состав песков верхней разреза отличается от нижней крайне низкими средними содержаниями окиси железа (0.1%) и алюминия (0.46 %), при содержаниях диоксида кремния в средних сечениях по скважинам от 96.28 до 99.64 %.

Минеральный их состав характеризуется низкими содержаниями глинистой фракции (1.1 %) и мономиктовым кварцевым составом обломков, содержащим примесь акцессорных минералов (0.42 %), полевых шпатов (0.02 %) и обломков кремней (0.33 %).

В химическом составе нижнего горизонта разреза при относительно низких средних концентрациях окиси железа (0.13 %) отмечаются аномально высокие содержания окиси алюминия (1.19 %), которые обусловлены повышенным содержанием глинистой фракции (до 15%), а также слюдистых минералов, содержания которых даже во фракции +0.14 достигают 1.06 %. В минеральном составе обломков, кроме основного породобразующего кварца в незначительных количествах участвуют также обломки кремней, железистых песчаников, гидроокислов железа, единичные зерна кварцитов. Несмотря на относительно низкие средние значения окиси железа пески нижнего горизонта редко удовлетворяют требованиям группе марок ПБ и ПС, и в основном принадлежат к внемарочным разновидностям, которые могут быть использованы только при условии их обогащения.

В результате стандартной схемы обогащения из верхнего горизонта с применением только классификации или комбинации электромагнитной сепарации и классификации (в том числе с предварительной отмывкой или без нее) пески марки возможно получение марок стекольных песков «ОВС-020-В» и «ООВС-015-1», из песков нижнего горизонта с применением только отмывки и классификации песков можно получить обогащенные пески марки «ВС-050-1»

2. Аллювиальными отложениями миоцена (потуданская серия)

В морфологическом отношении полезная толща, как правило, представлена единым однородным телом, сложенным разнозернистыми мелко-среднезернистыми кварцевыми песками серого с желтоватым оттенком цвета, с незначительными колебаниями вещественного состава. Коэффициент вариации - менее 40%, поэтому степень изменчивости мощности полезной толщи можно считать невысокой и равномерной.

По гранулометрическому составу: модуль крупности, по результатам рядовых испытаний от 2,0 до 2,1; фракция более 0,63мм – 24,1-35,8%; фракция менее 0,16мм – 1,8-7,7%; Пылевато-глинистая фракция при этом составляет 0,6-5,1 %, что характеризует граничный между средними и мелкими песками состав.

Минеральный усреднённый состав всех определенный минералогическим анализом из рядовых керновых проб показывает что пески представлены на 98-99% зернами кварца, полевыми шпатами в количестве до 1%, и лишь в незначительных количествах (от единичных зерен до первых сотых долей процента) другими минералами, такими как: мусковит, ильменит (0,02-0,05%), лейкоксен (0,01- 0,02%), рутил (0,01-0,03%), циркон (0,01-0,02%), ставролит (0,03-0,04%), турмалин(0,02-0,03%), кианит (0,02-0,03%), силлиманит (0,005-0,01%).

Химический состав и содержанию красящих окислов отвечающий низким и средним качественным значениям ($Fe20_3$ примазки и пленки 5,68 - 7,78 %, тяжелая фракция 45,6 - 51,3 %, глинистая составляющая содержит 1,55 - 3,41 %) , природные пески отнесены к марке Т. Однако после обогащения можно сделать вывод о том, что в случае удаления вредных примесей, каковыми являются: зерна крупнее 0,8 мм; глинистая составляющая и шламы; минералы тяжелой фракции; примазки, корки и пленки, покрывающие зерна кварца, - возможно получение кварцевых продуктов, соответствующих требованиям ГОСТ 22551-91.Производство кварцевых концентратов более высоких

марок, пригодных для производства высококачественного стекла, при имеющихся на сегодняшний день технологиях - проблематично.

3. Аллювиальными отложениями верхнего плиоцена (горянская серия).

Среди данных отложений выделяются нижний и верхний перспективные горизонты стекольных песков:нижний, приуроченный к аллювиальным сортированным кварцевым пескам тихососновской свиты;верхний, связанный с песчаным аллювием, которыми сложены древние водно-ледниковые террасы

Пески нижнего горизонта характеризуется более тонким гранулометрическим составом, со средним содержанием в скважинах фракции >0.8 м – 0.39 %, а также прохода через сито 0.1 мм – 2.62 %. Минеральный состав их обломочной части представлен породобразующим кварцем с незначительной примесью полевых шпатов и акцессорных минералов (до 0.31 % во фракции +0.14 мм). Обломки магматических и метаморфических пород практически отсутствуют, что указывает о высокой степени зрелости этих песков. Химический их состав отличается низкими средними значениями окиси железа (0.18 %) и оксида алюминия (0.28 %), при общем содержании диоксида кремния 98.01 %.

Пески верхнего горизонта отличаются более грубым гранулометрическим составом со средним содержанием крупнозернистой фракции (+0.8) - 2.4 % и алевритово-глинистой (-0.1) – 1.08 %. Их минеральный состав также отличется повышенным содержанием в составе обломков (во фракции более 0.14 мм) акцессорных минералов (до 1.95 %) и обломков пород магматического и метаморфического происхождения (0.01-0.05 %). В связи со слабой степенью зрелости, средний химический состав этих песков, по отношению к пескам нижнего горизонта, при близких средних значениях окиси железа (0.16 %) и диоксида кремния (98.15 %), отличается повышенной глиноземистостью (0.46 %).

Пески верхнего горизонта относятся к числу менее обогатимых. С использованием того же комплекса методов для худших их природных разновидностей (марки «Т») установлена возможность поднятия марочности только до «С-070-1». В среднем по обоим горизонтам исходном составе преобладают природные марки песков ПБ и ПС, что дает возможность получать обогащенные марки группы ВС.

Выводы

1) Перспективы выявления крупных месторождений стекольных песков на северо-востоке Воронежской антеклизы связаны с 3 стратиграфическими уровнями:Прибрежно-морскими отложениями волчинской фациальной зоны аптского яруса;аллювиальными отложениями миоцена (потуданская серия);аллювиальными отложениями верхнего плиоцена (горянская серия)

2) Их вещественный состав в природном виде соответствует маркам Т,П,ПБ стекольных песков, а в результате обогащения возможно получение марок С,В,ВС,ОВС и ОВС.

3) Наиболее качественный состав имеют стекольные пески прибрежно-морских отложений волчинской фациальной зоны аптского яруса.

Литература

Савко А.Д. Геология Воронежской антеклизы// Труды НИИ геологии ВГУ. Воронеж. 2002, Вып. 12.- С. 16

Савко А.Д**.** Литология и полезные ископаемые аптских отложений междуречья Дон

Ведуга-Девица / А.Д. Савко, В.П. Михин, Г.В. Холмовой – Воронеж Воронежский университет, 2004. – 111 с. – (Тр. НИИ геологии ВГУ. Вып. 26).

Хожаинов Н.П. Фациальные основы поисков месторождений песков в отложениях апта Воронежской и Липецкой областей / Н.П. Хожаинов, Ю.Г. Стоянов // Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. – Воронеж, 1977. – Вып. 4. – С. 16-21.

Glassy sands of the north-east of the Voronezh Anteclise

Andreenkov I.V.

FGU Territorial Foundation of Geological Information for the Central Federal District, Lipetsk Branch, Russia, Lipetsk, 398001, Maksim Gorky Street, 10. 10. aiv48@bk.ru

Prospects for identifying large deposits of glass sands in the northeast of the Voronezh Anteclise are associated with 3 stratigraphic levels: Coastal-marine sediments of the Volchinskaya facies zone of the Aptian Stage; alluvial sediments of the Miocene (Potudanskaya series); alluvial sediments of the Upper Pliocene (Gornaya series).

For sediments of the Volchinskaya facies zone of the Aptian Stage, the granulometric composition of sands is characterized by a stable content of normalized fractions (more than 0.8 mm

and less than 0.1 mm). The chemical composition of sands has high silica and low iron oxide content. After enrichment it is possible to obtain high grades of glass sands: VS-050, OVS-025 and OOVS-015.

Alluvial sands of Miocene (Potudan series) are characterized by the granulometric and chemical composition of the quality indicators. Chemical composition and content of coloring oxides corresponds to low and average qualitative values. Sands of natural environment can be referred to the T grade, and only after enrichment it is possible to obtain quartz products meeting the requirements of C-070 grade.

Alluvial sands of the Upper Pliocene (Goryonskaya series) are characterized by fine granulometric composition. The mineral composition of their clastic part is represented by rock-forming quartz with insignificant admixture of feldspars and accessory minerals. The chemical composition is characterized by low and average values of iron oxide and aluminum oxide, average values of silicon dioxide. It is possible to obtain enriched grades of glass sands of group BC.

Keywords: glass sands, apt, Miocene, Pliocene.

УДК 551.735.1:552.14 (234.86)

Специфика образования микросферолитовых кальцитов (на примере мшанковых межбиогермных фаций: верхний миоцен, Крым)

Антошкина А. И.

Институт геологии имени академика Н.П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения РАН, Россия,167982, г. Сыктывкар, Первомайская, 54, Antoshkina@geo.komisc.ru

Представлены результаты изучения условий развития кальцитовых микросферолитов в пелитоморфном матриксе мелкообломочных брекчий. Брекчии встречаются среди межбиогермных фаций нижнемэотического мшанкового биогермного комплекса в разрезах Казантипского заповедника. Установлено, что органическое вещество в кальците микросферолитов представлено фактически неструктурированной первичной органикой. Характерно присутствие фоссилизированных биопленок в микросферолитах и матриксе, с которыми ассоциируются аутигенные кристаллы фрамбоидального пирита, галита и магнезиального кальцита. Показано, что катализатором бактериального влияния, повышения солености вод и аутигенного минералообразования в виде кальцитовых микросферолитов, сульфидов и сульфатов являлись газофлюидные высачивания из грифонов по трещинам активизировавшегося древнего вулкана.

Ключевые слова: микросферолиты, биопленки, минералы

Введение. При изучении нижнемэотических мшанковых биогермных известняков в разрезе правого борта бухты Широкой природного заповедника Казантипский на Керченском п-ове в микробиально-пелитоморфном матриксе мелкообломочных брекчий были встречены необычные кальцитовые микросферолиты, как индивидуальные, так и объединенные в кластеры (рис. 1а). В брекчиях среди преимущественно неокатанных обломков (размером от 1–2 мм до 1–2 см) встречаются пелитоморфные известняки с неравномерно распределенным мелко- и микробиокластовым материалом, пелоидами и фрагментами колоний мшанок. В цементе присутствуют гидроксиды железа и полости растворения с новообразованными кристаллами кварца, редко с зернами сноповидного целестина, барита. Кластеры кальцитовых микросферолитов, как показывают современные публикации, являются важным индикатором палеообстановок. Образование подобных структур является давней загадкой и одной из фундаментальных проблем седиментологии о разграничении влияния абиотических процессов, и воздействия биологических механизмов в образовании на стадиях сингенеза и раннего диагенеза нескелетных карбонатов (Brasier et al., 2015; Chan et al., 2019; Hodgson et al., 2018).

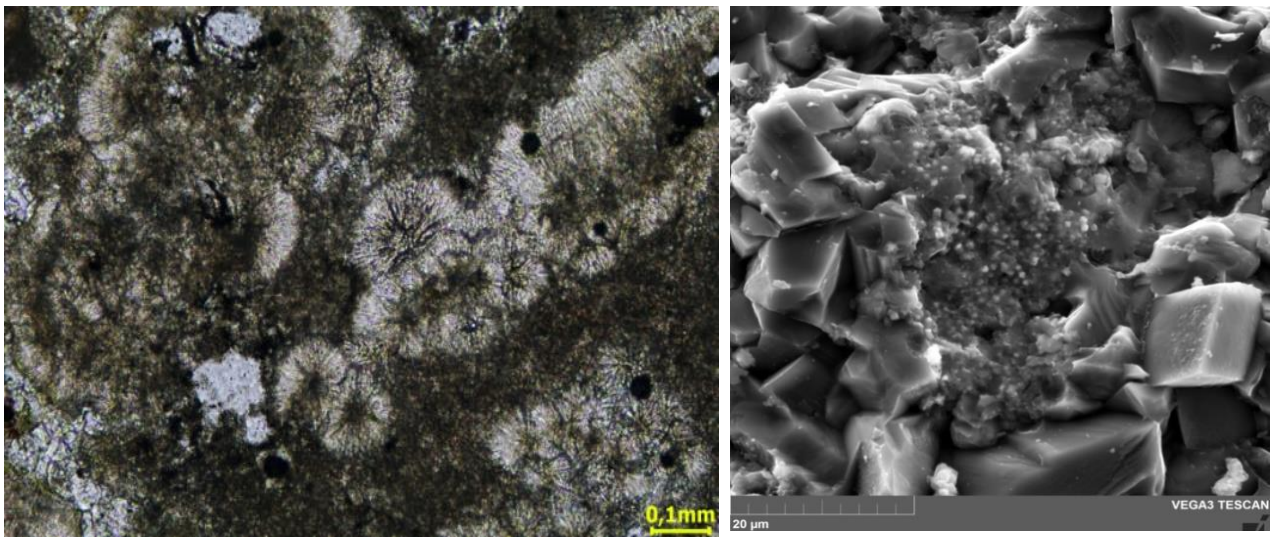
Методы. Аналитические исследования кальцитовых микросферолитов проводились комплексом методов: газовая хроматография, рамановская спектроскопия, электронная микроскопия и микрозондовый анализ, изотопия карбонатного и органического углерода.

Результаты исследования. Для осадочного пелитоморфного матрикса является нетипичным присутствие сингенетичных аутигенных кристаллов фрамбоидального пирита, галита, барита, целестина и доломит-кальцита, отсутствующих в остальных структурных компонентах брекчии. Данные газовой хроматографии свидетельствуют о бактериальной активности и присутствии восстановительной обстановки во время их формирования. Электронномикроскопические исследования показали, что микросферолиты могут образовывать плотную упаковку, которая согласно проведенным экспериментальным данным (Мерседес-Мартин и др., 2021), является реакцией на

присутствие жидкого минерального полимера, временно стабилизированного межклеточную полимерную субстанцию (EPS). Структуру и конструкцию EPS формировал гликокаликс (как естественный процесс жизнедеятельности бактериального сообщества), удерживавший клетки вместе. Его основные функции состояли в посредничестве исходного прикрепления клеток к различным субстратам и защите от экологического стресса и обезвоживания (Vu et al. 2009). Характерно присутствие фоссилизированных биопленок в пелитоморфном матриксе и в плотноупакованных микросферолитах, с которыми ассоциируются аутигенные кристаллы фрамбоидального пирита, галита и магнезиального кальцита (рис. 1б). По данным рамановской спектроскопии выявлено, что органическое вещество в кальците микросферолитов характеризуется фактически неструктурированной первичной органикой. Электронномикроскопические и рентгеноспектральные исследования показали, что скопления кристаллов пирита и галита наблюдаются в фоссилизированной биопленке, содержащей примесные элементы Si, Cl, Na, Mg, Fe, Al, редко отмечается Ti. Кальцит, слагающий агрегаты микросферолитов, постоянно включает элементы-примеси Sr и Mg, а также присутствуют S, Fe в качестве постоянного компонента отражает присутствие низко-Mg и высоко-Mg кальцитов, вплоть до доломита. Элемент Sr, как правило, встречается преимущественно в агрегатах низко-Mg кальцита. Изотопный анализ вмещающих брекчии карбонатов показал весьма изменчивый состав углерода от -0.32 ‰ до 4.53 ‰, который может зависеть от продуктивности вод. В тоже время существенные вариации изотопного состава кислорода от нормально-морских вод, как в сторону понижения значений (23.06–26.92 ‰), так и их повышения (32.51– 39.74 ‰) могут свидетельствовать как о колебании солености, так и температуры вод. Изотопный состав органического углерода со значениями от -22.28 ‰ до -24.62 ‰ говорит о бактериально-индуцированном абиотическом метане (Stahl, 1984; Temescu et al., 2009).

Новообразование минералов галита, Sr-носного барита, целестина, высоко-Mg кальцита, а также доломита в составе кальцита установлены не только в пелитоморфной массе, но и в полостях растворения в условиях наиболее солёных вод. Галит как минерал присущ осадочным породам, но не в таком количестве. Кроме того, из-за растворимости водой сохраняется редко в отличие от кристаллов, выявленных в брекчии. Присутствие галита фактически во всех компонентах брекчии служат показательной примесью к карбонатам. Хлориды являются составной частью океанских и морских вод, но присутствие их в карбонатах в виде поликомпонентных твердых растворов с образованием аутигенных минералов говорит о дополнительном активном пополнении вод хлоридной составляющей. Распространение аутигенных кристаллов фрамбоидального пирита, барита, целестина и стронцианита является свидетельством газофлюидного высачивания и активного участия в процессах раннедиагенетического минералообразования сульфатредуцирующих бактерий. Современные подводные грязевые вулканы выделяют флюиды, насыщенные солями хлора и натрия. Этот факт подтвержден исследованиями глубоководных органогенно-карбонатных построек в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта (Антошкина и др., 2022а). При современном газофлюидном высачивании в морях и океанах этот процесс вызывает пересыщение и выпадение кристаллов (Леин, Иванов, 2009). Барит имеет гидротермальное происхождение. Встречается в осадочных породах в переотложенном пригидротермально-осадочном генезисе, маркируя зоны разгрузки газофлюидных высачиваний. Согласно (Aloisi et al., 2004), при медленной скорости поступления газофлюидных растворов на дно (<5 см/год) осаждение барита происходит в верхних нескольких метрах осадков, с образованием микрокристаллических фаз и конкреций.

В работе (Mercedes-Martín et al., 2020) предложен экспериментальный подход к оценке того, как изменение солености (NaCl) и концентрации биополимера влияют на динамику роста кальцита из солевых и щелочных синтетических растворов. Было установлено, что в современных соленых озерах и экспериментах микросферолитовый кальцит образуется из вод с умеренным и высоким соотношением кальция/щелочности. Кальцитовые микросферолиты, формирующие кластеры в микробных матах современного соленого озера (Bischoff et al., 2020; Mercedes-Martín et al., 2021), показывают морфологическое сходство с изученными кластерами микросферолитов кальцита в мелкообломочных брекчиях. Это позволяет предположить, что формирование исследуемых кальцитовых микросферолитов могло происходить среди скелетного моллюсково-мшанкового песка и обломков в межбиогермном пространстве в зоне контакта карбонатного ила и микробного вещества пелитоморфного матрикса в межбиогермных затишных участках в присутствии газофлюидных высачиваний, насыщенных солями. Вполне вероятно, что при сильном понижении уровня вод в морском бассейне в них могли образовываться небольшие лагуны с осадками, подвергавшимися процессам субаэрального выщелачивания и диагенеза. Проявление газофлюидного высачивания, поставляло дополнительно хлориды и ионы Ba, Sr, Fe. В Черном море вблизи грязевого вулкана Двуреченского были обнаружены кальцитовые микросферолиты под бактериальным слоем, покрывшим новообразованные карбонатные корки и мелкие трубчатые образования с одной стороны (Шнюков и др., 2006).



а б

Рис. 1. Фрагменты структур (а) кластеров микросферолитовых кальцитов в пелитоморфном матриксе с микробиальными образованиями и (б) скопление фрамбоидальных микропиритов в фоссилизированной биопленке с галитом

Заключение. Таким образом, катализатором бактериального влияния, повышения солености вод и аутигенного минералообразования в виде кальцитовых микросферолитов, сульфидов и сульфатов являлись газофлюидные высачивания. Такая специфическая придонная обстановка была связана с проявлением на территории Казантипского заповедника зоны разгрузки восходящих газофлюидных потоков по разломам или активизировавшимся грифонам допозднесарматского грязевого вулканизма, типичного для неоген-современного интервала Керченско-Таманской области (Антошкина и др., 2022б).

Автор выражает благодарность сотрудникам ЦКП «Геонаука» И.В. Смолевой, С.И. Исаенко, В.Н. Филиппову и Е.М. Тропникову за проведение аналитических исследований, которые предоставили данные для написания этой работы.

Работа проводилась в рамках государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН № 122040600013-9 (FUUU-2022-0054) и Соглашения между Институтом геологии им. академика Н.П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук и Федеральным государственным бюджетным учреждением «Объединенная дирекция ООПТ «Заповедный Крым».

Литература

Антошкина А.И. Глубоководные органогенно-карбонатные постройки в северной зоне Срединно-Атлантического хребта / А.И. Антошкина [и др.] // Литосфера – 2022б – № 6. – С. 761–782.

Антошкина А.И. Нижнемэотические мшанковые биогермы Мыса Казантип, Крым: новая концепция палеоэкологической обстановки их природы / А.И. Антошкина, Л.В. Леонова, Ю.С. Симакова // Литология и полезные ископаемые – 2022а – No. 6. – С. 597–624.

Леин А.Ю. Биогеохимический цикл метана в океане / отв. ред. А.П. Лисицын / А.Ю. Леин, М.В. Иванов. – М.: Наука, 2009. – 576 с.

Шнюков Е.Ф. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Атлас. / Е.Ф. Шнюков [и др.] – Киев: Наукова думка – 1986. – 152 с.

Шталь В. Изотопы углерода в геохимии нефти. В Jager E и Hunziker JC (ред.) Изотопная геология / В. Шталь // Москва Недра. – 1984. – С. 289–297.

Aloisi G. Evidence for the submarine weathering of silicate minerals in Black Sea sediments: Possible implications for the marine Li and B cycles / G. Aloisi [et al.] // Geochem. Geophys. Geosyst. – 2004.– 5 Q04007.

Bischoff K. Spherulitic microbialites from modern hypersaline lakes, Rottnest Island, Western Australia / K. Bischoff // Geobiology. – 2020. – 00:1–17.

Brasier A.T. A test of the biogenicity criteria established for microfossils and stromatolites on Quaternary tufa and speleothem materials formed in the “Twilight Zone” at Caerwys, UK / A.T. Brasier [et al.] // Astrobiology. – 2015. – 15(10). – 883–900;

Chan M. A. Deciphering biosignatures in planetary contexts / M.A. Chan [et al.] // *Astrobiology*. – 2019. – V. 19(9). – P. 1075-1102.

Hodgson D.M. Grand challenges (and great opportunities) in sedimentology, stratigraphy, and diagenesis research / D.M. Hodgson [et al.] // Frontiers in Earth Science. – 2018. – V. 6. – Artic.173.

Mercedes-Martín R. A depositional model for spherulitic carbonates associated with alkaline, volcanic lakes / R. Mercedes-Martín [et al.] // Marine and Petroleum Geology. – 2017. – V. 86. – P.168–191.

Mercedes-Martín R. Effects of salinity, organic acids and alkalinity on the growth of calcite spherulites: Implications for evaporitic lacustrine sedimentation /R. Mercedes-Martín [et al.] // Depositional Rec. – 2021. – P. 00:1–22

Temescu A.M.F. Carbon isotopes Support the presence of extensive land flores pre-dating the origin of vascular plants / A.M.F. Temescu [et al.] // Pal. Pal. Pal. – 2009. – V. 283. – P. 46–59.

Vu B. Bacterial extracellular polysaccharides involved in biofilm formation / B. Vu [et al.] // Molecules. – 2009. – V. 14(7). – P. 2535–2554.

The Specifics of the Microspherulitic Calcites Formation on the Example of Bryozoan Interbiohermic Facies (Upper Miocene, Crimea)

Antoshkina A. I.

Institute of Geology named after Academician N.P. Yushkin of the Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Russia, 167982, Syktyvkar, Pervomayskaya St., 54, Antoshkina@geo.komisc.ru

The results of studying the conditions of development of the calcite microspherulites in the pelitomorphic matrix of fine clastic breccias are presented. This breccias occur among the interbiohermic facies of the Lower Maeotian bryozoan bioherm complex in sections of the Kazantip Reserve. They showed the presence of syngenetic authigenic crystals of framboidal pyrite, halite, barite, celestine, and dolomite-calcite, which are absent in other structural components of the breccia. It has been established that the organic matter in the calcite of microspherulites is actually represented by unstructured primary organic matter. The presence of fossilized biofilms in microspherulites and matrix is characteristic, with which authigenic crystals of framboidal pyrite, halite, and magnesian calcite are associated. It is shown that gas-fluid seeps from griffins along the fissures of an activated ancient volcano served as a catalyst for bacterial influence, an increase in water salinity, and authigenic mineral formation in the form of calcite microspherulites, sulfides, and sulfates.

Keywords: microspherulites, biofilms, minerals

УДК 551.7
Бугурусланская область опускания некомпенсированного типа и вопросы минерагении

Аухатов Я.Г.

ООО «ЦСМРнефть» при АН Республики Татарстан, Казань, yan-89178823520@yandex.ru

Статья посвящена рассмотрению латеральных и вертикальных рядов формаций Бугурусланской тектоно-седиментационной структуры и размещению полезных ископаемых (сера, углеводороды, медь и т.д.).

Ключевые слова: Казанский ярус, формаций, минерагения.

Бугурусланская область опускания некомпенсированного типа (ООНТ) охватывает территорию Самарской и Оренбургской областей. Вопросы геологии казанского яруса верхней перми Бугурусланской впадины рассматривались в работах Н.Н.Форша, М.М.Грачевского, Г.Ф.Ульмишека, Г.Ф.Крашененникова , Ю.В.Сементолвского, Игнатьева В.И. и других геологов.

В строении Бугурусланской ООНТ участвуют следующие формаций (с востока на запад): молассовая, доманикоидная, рифогенная, сульфатно-карбонатная.

Верхнепермская сероцветная моласса, развитая на восточной шельфовой зоне, представлена тонкообломочными терригенными материалами и маломощными прослоями известняков. Мощность отложений достигает до 100 метров.

Доманикоидные отложения выделяется в объеме нижнеказанского подъяруса или калиновской свиты, представлена маломощной (4-10м) пачкой темно-серы и черных тонкослоисчтых глин и мергелей с многочисленными углефицированными растительными остатками. В разрезе черная окраска пород связано с высоким содержанием органического вещества в условиях

некомпенсированного осадконакоплдения с сероводородным заражением придонного слоя и водного бассейна.

Рифогенная формация была выделена Крашенинниковым Г.Ф. (1975) в объеме нижнеказанского подъяруса верхнепермского отдела и развита на западнгом борту ООНТ (Пролетарская, Пилюгинская, Жуковская, Соболевская и др. площади). Рифогенные отложения представлена криноидными, криноидно-мшанковыми и водорослевыми известняками мощностью до 100м. По данным Н.Н.Форша (Форш, 1951), карбонатные породы полностью доломитизированы, причем значительную часть среди доломитов играют высокопористые криноидно-мшанковыке 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 формировались в лагунных условиях, отшнурованных рифами от основного нижнеказанского Бугурусланскlого моря.

Во второй половине казанского яруса происходит компенсация ООНТ соленосными отложениями. Эти отложения представлены в основном каменной солью, гипсами и ангидритами, которые составляют галогенную формацию. Галогенные отложения одни исследователи относят к верхнеказанскому подъярусу (Форш,1955; Корреляция ..,,1976), а другие к нижнеказанскому подъярусу (Тихвинская,1954).

Галогенная формация наиболее типично представлена в осевой части, где основная соленосная часть в виде галитовой линзы (мощностью более 100м) 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 (Форш,1955) рассматривал как гидрохимические осадки позднеказанского лагунного бассейна, которые занимали эрозионную впадину, выпаханную на границе ранне- и позднеказанского времени речными водами. Ю.В.Сементовский (Сементовский, 1973), вслед за Е.И.Тихвинской (Тихвинская, 1954), относит их к нижнеказанскому подъярусу, считая что раннеказанское море постепенно питало лагуну соленосными водами.

Касаясь этого вопроса, М.М.Грачевский и его группа (Грачевский и др., 1976) рассматривают все сульфатно-карбонатные отложения и соленосную толщу как образования позднеказанского времени, так как нигде на этой территории не устанавливается фациальные переходы соленосных отложений в окружающие рифогеннные отложения нижнеказанского нормально-соленосного моря. При этом авторы Бугурусланскую впадину выделяют как аккмуляционно-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 толщи сульфатно-карбонатных отложений: в нижнеказанском подъярусе – в виде сульфатно-карбонатной отложений шельфовой зоны (мелководные) и сульфатно-карбонатные отложения в верхнеказанском подъярусе в составе галогенной формации (относительно глубоководные). Именно такое разделение соответствует геологическому развитию Бугурусланской ООНТ 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 месторждения 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.

Исследования К.И.Сатпаева ,Ю.А.Билибина , С.С.Смирнова , В.И.Смирнова , Н.С.Малича , Ю.Г.Старицкого , А.Г.Щеглова ,Р.Н.Валеева, В.Г.Чайкина и других установлены различия в металлогенической и минерагенической специализации определенных тектонических элементов земной коры (платформы , геосинклинали , срединные массивы, авлакогены и рифтовые системы). Исследования же металлогении и минерагении структур более мелкого порядка проводятся совершенно незначительно.

Как отмечает А.Д.Щеглов (1987 ,стр.170) одной из общих закономерностей размещения рудных месторождений , которая приобретает роль геологического закона может быть сформирована

следующем образом : «… определенные типы месторождений полезных ископаемых проявляются в определенных типах тектонических структур…как для региональных, так и для локальных структур».

Литература

АухатовЯ.Г. Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые // Тез. докладов научной сессии ИГ БНЦ УрО АН СССР к 100 летию Г.Н.Фредерикса. Уфа,1989. С. 53.

Корреляция разнофациальных толщ /М.М. Грачевский М.М. [и др.]; Изд.2-е, перераб. и доп.- М.: Недра,1976.- 296 с

Крашенинников Г.Ф. Карбонатная 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.- 256с.

Тихвинская Е.И. О древнем размыве в долинной зоне р.Волги в районе г. Казани // Ученые записи Казан. Гос. ун-та, 1954.Т.114, кн.3. С.165-170.

Форш Н.Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Пермские отложения уфимская свита и казанский ярус.Тр.ВНИГРИ.Вып.92,1955.- 156с.

Форш Н.Н. Стратиграфия и фаций казанского яруса Среднего Поволжья. - Тр.ВНИГРИ.Нов.серия.1951, вып.45,с.34-80.

Чайкин В.Г., Месхи А.М. Модель позднепермского рудогенеза в Волжско-Камской полосе // Руды и металлы. 2003. № 3. С.5-13.

Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении (вопросы теории и практики). Л.: Недра, 1987.- 231с.

Buguruslan region of uncompensated type subsidence and minerageny issues

Y.G. Aukhatov

LLC "TSSMrneft" at the Academy of Sciences of the Republic of Tatarstan, Kazan, yan-89178823520@yandex.ru

The article is devoted to the consideration of lateral and vertical rows of formations of the Buguruslan tectonic-sedimentation structure and the placement of minerals (sulfur, hydrocarbons, copper, etc.).

Key words: Kazanian Stage, formations, minerageny

УДК 550.4

Геохимическая характеристика и условия формирования осинского горизонта юга Непско-Ботуобинской антеклизы (Восточная Сибирь)

Афонин И.В.[1], Плюснин А.В.[2]

1 – Национальный исследовательский Томский государственный университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, heaven05@list.ru

2 – Лаборатория седиментологии и эволюции палеобиосферы Тюменского Государственного университета, 625003, г. Тюмень, ул. Ленина, 23, a.v.plyusnin@mail.ru

В работе рассмотрено поведение редкоземельных элементов в карбонатных породах осинского горизонта на юге Непско-Ботуобинской антеклизы. На основании анализа La/Sm, Ce/Sm, Yb/Sm, Y/Sm, Ce/Ce*, Eu/Eu*, Ce/La были предположены условия формирования: мелководно-морские на фоне регрессивно-трансгрессивных циклов с минимальными глубинами в области Ичерской площади.

Ключевые слова: осинский горизонт, геохимия, условия формирования

Изучение осинского горизонта является важной задачей для нефтегазового сектора страны, в виду его значительной перспективности. Основной целью данной работы является реконструкция условий седиментации пород осинского горизонта посредством анализа геохимических данных. Достаточно подробно данный вопрос рассматривался в работах (Древние…2000, Постникова и др.,

2010; Лучинина, 2011; Мальков, 2014), однако они были преимущественно посвящены исследованию центральной и восточной частей Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА).

В основу работы были положены результаты масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (512 образцов) по 15 скважинам (рис. 1). Для определения условий формирования были использованы следующие геохимические отношения: La/Sm, Ce/Sm, Yb/Sm, Y/Sm, Ce/Ce*, Eu/Eu*, Ce/La (табл. 1), анализ нормированных спектров и диаграмма LREE-MREE-(HREEx10) (Балашов, 1976; Murray et all., 1991; Шатров, 2007; Бутузова, 1998).

Литологически исследуемые породы представлены известняками и доломитами, как чистыми, так и галитистыми до галитовых, ангидритистыми до ангидритовых, глинистыми.

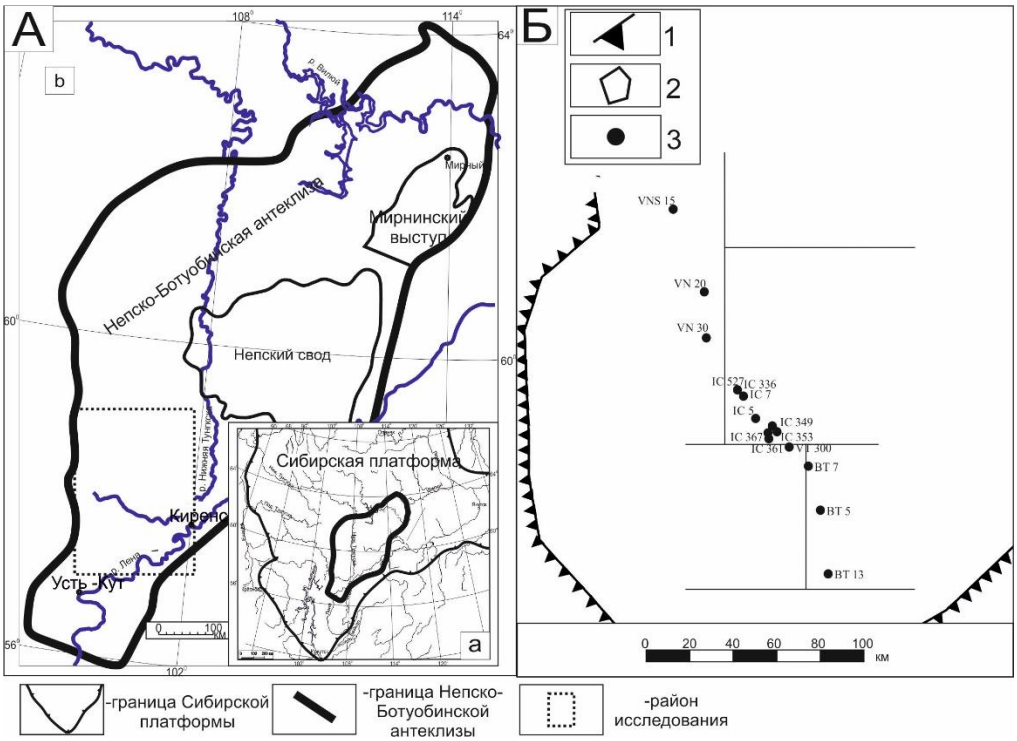


Рис. 1. Район исследований (а) и местоположение лицензионных участков (b) на фрагменте тектонической схемы НБА Сибирской платформы по (Тектоническая .., 2005) (А). Карта фактического материала (Б). 1-границы НБА; 2-границы ЛУ; 3-скважины. Площади: BT-Большетирская, VT-Верхнетирская, IC-Ичерская, VN-Верхненепская, VNS-Верхненепская Северная

Табл. 1 Статистические значения геохимических индикаторов

	Площадь скважина														
	BT 13	BT 5	BT 7	VT 300	IC 361	IC 353	IC 367	IC 349	IC 5	IC 7	IC 336	IC 527	VN 30	VN 20	VNS 15
	Количество образцов														
	5	20	10	40	38	45	10	158	21	10	21	10	70	30	10
Ce/La	1,18	1,52	2,28	1,50	1,67	1,26	1,57	1,23	1,32	1,92	1,41	0,84	0,56	2,08	1,57
	1,68	2,77	5,73	2,79	2,83	3,06	2,50	2,69	4,20	3,53	2,77	2,04	18,9	3,85	2,62
	1,36	2,4	3,32	2,45	2,29	2,41	2,02	1,93	1,75	2,37	2,16	1,59	2,19	2,45	1,84
La/Sm	2,15	4,34	0,37	2,61	3,21	2,86	3,87	3,08	2,16	3,48	1,57	3,13	0,81	1,47	2,84
	13,8	17,6	12,0	17,8	17,2	8,47	17,1	31,7	19,1	6,92	21,0	19,1	21,6	6,32	10,8
	6,55	5,44	4,00	4,95	6,11	4,00	7,95	7,44	6,37	4,00	5,71	5,55	5,55	2,77	6,04
Ce/Sm	2,70	9,37	2,10	4,81	7,97	6,51	9,68	6,23	6,04	8,67	3,96	4,58	3,93	3,53	7,04
	16,3	26,7	27,3	28,7	30,6	13,4	27,5	40,8	25,2	15,4	29,7	16,0	41,0	13,3	17,0

	8,91	13,8	14,0	12,4	13,6	9,52	15,5	15,2	11,3	10,7	12,6	9,04	12,1	6,87	11,2
Yb/Sm	0,00	0,20	2,85	0,12	0,00	0,03	0,04	0,02	0,23	0,26	0,10	0,42	0,00	0,25	0,21
	0,56	0,49	39,0	0,77	1,11	0,34	0,50	0,94	0,78	1,17	4,40	0,64	3,41	1,06	0,70
	0,41	0,26	27,6	0,29	0,12	0,10	0,08	0,11	0,48	0,47	0,33	0,49	0,43	0,55	0,49
Y/Sm	1,93	1,59	3,25	1,07	1,10	0,75	1,07	1,09	0,37	1,48	1,09	3,10	0,00	0,31	3,78
	7,50	3,45	7,49	5,76	6,97	5,91	5,00	7,40	4,61	4,29	8,01	5,45	15,16	14,62	6,25
	5,13	1,89	3,50	1,88	2,38	1,49	1,58	1,74	1,65	3,16	2,63	4,25	2,10	1,47	4,68
ΣTR	1,20	0,23	2,41	2,40	1,91	2,72	1,01	1,57	1,80	1,55	2,01	1,04	0,07	1,53	0,98
	4,43	5,84	9,03	13,3	23,9	40,8	20,7	43,4	20,9	44,1	28,1	3,47	20,3	15,0	16,3
	2,17	2,80	2,88	3,04	5,45	12,2	8,90	11,7	4,08	6,13	9,03	1,50	1,66	2,68	2,73
Ce/Ce*	0,59	0,92	1,31	0,80	0,80	0,72	0,90	0,75	0,79	0,90	0,84	0,51	0,26	1,03	0,83
	0,89	1,28	2,00	1,28	1,29	1,27	1,29	1,20	1,80	1,44	1,19	0,92	11,73	1,95	1,10
	0,68	1,14	1,61	1,16	1,07	1,05	1,03	0,97	0,91	1,08	1,03	0,74	1,02	1,09	0,95
Eu/Eu*	0,41	0,57	1,25	0,00	0,00	0,37	0,35	0,32	0,59	0,58	0,52	0,00	0,00	0,60	0,56
	0,64	0,90	8,72	2,25	2,24	0,89	1,25	1,69	1,73	1,76	0,90	0,69	4,86	1,14	0,72
	0,61	0,72	5,86	0,75	0,52	0,51	0,51	0,65	0,91	0,79	0,68	0,00	0,95	0,85	0,66
Примечание. Сверху-вниз: минимальное, максимальное, медианное значения															

Вариации медианных значений суммы редких земель (ΣTR) демонстрируют некую зональность распределения: увеличивается с юго-востока (2,17-3,04 ppm) до центральной части (4,08-12,15 ppm) и затем снова уменьшается в северо-западном направлении (1,50-2,73 ppm) (табл. 1). Это, вероятно, обусловлено более мелководными условиями осадконакопления (возможно себхи (?)) и, как следствие, развитие глинистых, галитизированных и ангидритистых доломитов.

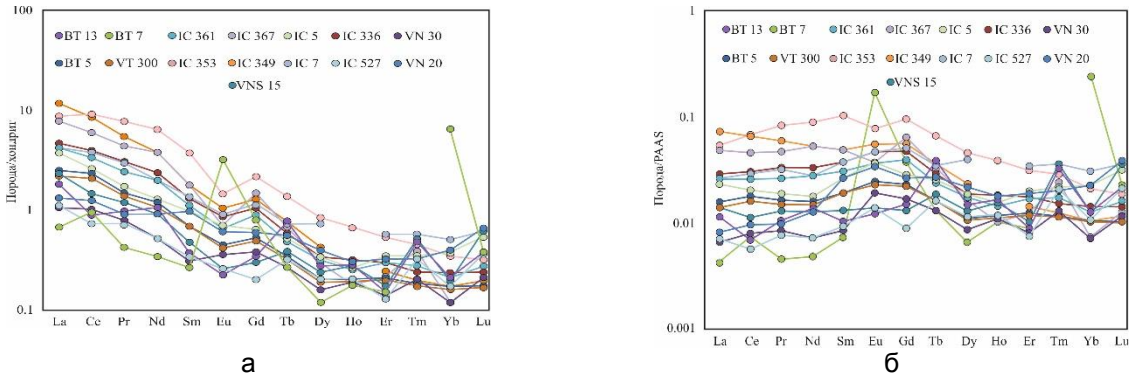
Значения индикаторов глубоководности (La/Sm, Ce/Sm, Yb/Sm, Y/Sm) фиксируют преимущественно мелководные условия формирования до 100 (максимум 300) метров. Наиболее глубоководные условия фиксируются в скважине 7 Большетирской площади.

Медианные значения показателя La/Ce (индикатор соотношения гидрогенного / гидротермального воздействия на осадки) преобладающе более 2, что показывает первично осадочную природу исследуемых пород. Однако для средней части Ичеркой площади, а также в краевых частях Верхненепской Северной и Большетирской площадей отмечается воздействие гидротерм. Это же подчеркивается значениями Eu/Eu* (0,51-0,95с локальным скачком до 5,86).

Значения Ce/Ce* изменяются от 0,91 до 1,61 (с локальными минимумами 0,68 и 0,76), что позволяет характеризовать обстановки осадконакопления как окраинно-континентальные.

Анализ нормированных спектров лантаноидов к хондриту (рис. 2 а) демонстрирует схожесть кривых. Отмечается общий отрицательный наклон (преобладание легких редкоземельных элементов над тяжелыми). Для большинства образцов фиксируется четко выраженная отрицательная аномалия европия за исключением площадей Большетирская 13 и 7.

Нормированные спектры к PAAS можно разделить на два типа. Первый тип – преимущественно скважины Ичерской площади (центральная часть). Спектры характеризуются слабо отрицательный наклон кривых, со слабо выраженными аномалиями церия и европия, незначительным положительным бугром в области празеодима – самария. Это позволяет предполагать субконтинетальные условия формирования, что согласуется со значениями геохимических показателей. Второй тип – слабо положительный наклон нормированных кривых, со слабо отрицательными аномалиями церия и иногда слабо положительными аномалиями гадолиния, что может отвечать биогенному механизму концентрирования РЗЭ.



а б

Рис. 2 Нормированные спектры редкоземельных элементов в исследуемых породах (медианные значения). а – хондрит (Sun, McDonald, 1989); б – PAAS (McLenan et.al., 1989)

Как видно из тройных диаграмм LREE-MREE-(HREE*10) (рис. 3) отложения скважины 7 Большетирской площади характеризуется исключительно глубоководными обстановками. Для прочих скважин данной площади наблюдаются прибрежно-морские и мелководные обстановки седиментации. Для отложений Ичерской, Верхненепской и Верхненепской Северной площадей фиксируется поступательный переход от глубоководных до субконтинентальных обстановок. Это может отвечать трансгрессивно-регрессивным циклам.

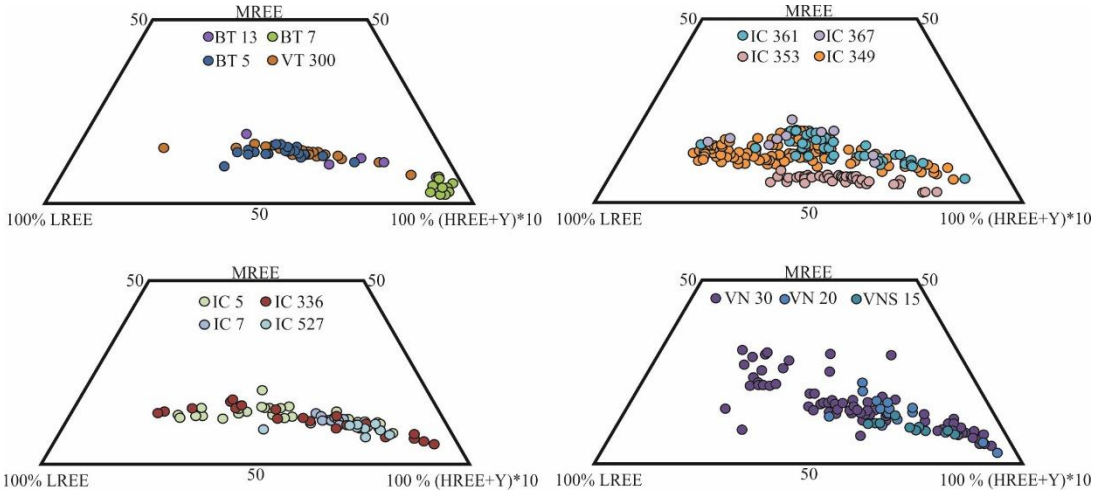


Рис. 3 Тройные диаграммы LREE-MREE-(HREE*10) для карбонатных пород юга НБА (Шатров, 2007)

На основании проведенных исследований, можно заключить, что осинский горизонт в пределах юга Непско-Ботуобинской антеклизы был сформирован в преимущественно мелководных обстановках на фоне сменяющихся незначительных регрессий и трансгрессий. При этом в области Ичесркой площади отмечаются наиболее мелководные отложения (глинистых, галитистые и ангидритистые доломиты), вероятно, иногда соответствующие фации себх.

Литература

Балашов, Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю. А. Балашов. – М. : Наука, 1976. – 278 с.

Бутузова, Г. Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря / Г. Ю. Бутузова. – М. : ГЕОС, 1998. – 312 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 508)

Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность / В. Г. Кузнецов [и др.]. – М. : Научный мир, 2000. – 104 с.

Лучинина, В. А. Палеоальгология при переходе от циано-бактериальной (строматолитовой) к водорослевой экосистеме на примере кембрийских отложений Сибирской платформы // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы / Отв. ред. С. В. Рожнов. Сер. Геобиологические процессы в прошлом. М. : ПИН РАН, 2011. – 228 с.

Мальков, И. П. Формирование карбонатных коллекторов осинского продуктивного горизонта Непского свода: автореф. дис. … канд. геол-мин. наук / И. П. Мальков. – Москва, 2014. – 26 с.

Постникова, О. В. Природные резервуары рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна юга Сибирской платформы: особенности строения и закономерности размещения / О. В. Постникова, Л. Н. Фомичева, Л. В. Соловьева, В. В. Пошибаева, Е. С. Коновальцева // Геология нефти и газа. – 2010. – № 6. – С. 54–64.

Тектоническая карта нефтегазоносных провинций Сибирской платформы. Масштаб 1:5000000. – Новосибирск. СНИИГГиМС. 2005.

Шатров, В. А. Лантаноиды как индикаторы обстановок осадкообразования (на основании опорных разрезов протерозоя и фанерозоя Восточно-Европейской платформы): автореф. дис. … д-ра. геол-мин. наук / В. А. Шатров. – Москва, 2007. – 50 с.

Murray, R. W. Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behaviour of Ce/Ce*: results from ODP Leg 127 / R. W. Murray, M. R. Buchholtz ten Brink, H. J. Brumsack et al. // Geochim. Cosmochim Acta. - V. 55. – 1991. – P. 2453-2466.

McLennan, S. M. Rare earth elements in sedementary rocks: influence of provenance and sedimentary processes / S. M. McLennan, B. R. Li pin, G. A. McKay (eds.) // Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. – V. 21. – 1989. – p. 169-200.

Sun, S.S. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes / S. S. Sun, W. F. McDonough // In: Saunders, A. D., Norry, M. J., Eds., Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society, London, Special Publications. – V. 42. – 1989. – p. 313-345.

Geochemical characteristics and formation conditions of the Osinsky horizon in the south of the Nepa-Botuoba anteclise (Eastern Siberia)

Afonin I.V. [1], Plusnin A.V. [2]

[1] National Research Tomsk National Research State University, 634050, Tomsk, Lenina srt.. 36, heaven05@list.ru

[2] Laboratory of Sedimentology and Paleobiosphere Evolution, Tyumen State University, Russia, 625003, Tyumen, Lenina str. 23, a.v.plyusnin@mail.ru

The paper considers the behavior of rare earth elements in carbonate rocks of the Osinsky horizon in the south of the Nepa-Botuoba anteclise. Based on the analysis of La/Sm, Ce/Sm, Yb/Sm, Y/Sm, Ce/Ce*, Eu/Eu*, Ce/La, the formation conditions were assumed: shallow marine against the background of regressive-transgressive cycles with minimal depths in the area Icherskaya area.

Key words: Osinsky horizon, geochemistry, formation conditions

УДК 552.5 (571.5)

К седиментологии парфеновского горизонта в районе Ковыктинского газоконденсатного месторождения (венд Восточной Сибири)

Барабошкин Е.Ю.[1], Смирнов О.А.[2], Лукашов А.В.[2], Бельтиков Я.В.[3]

1 – Московский государственный университет, геологический факультет, Россия, 119234, г. Москва, Ленинские горы, д.1, EJBaraboshkin@mail.ru

2 – ООО «ИНГЕОСЕРВИС», Россия, 625019, г.Тюмень, ул. Республики, 211, info@ingeos.info

3 – ООО "Газпром недра", Россия, 625000, г.Тюмень, ул. Герцена, д.70, office@nedra.gazprom.ru

На основе изучения керна из скважин Ковыктинского месторождения и их увязки с данными каротажа с помощью сетки корреляционных профилей, разработана концептуальная седиментационная модель парфеновского горизонта (венд Ангаро-Ленской ступени Восточной Сибири). Эта модель представляет собой мелководную пологую грубозернистую фен-дельту, сложенную континентальными, прибрежными и мелководно-морскими фациями, распределение которых контролировалось колебаниями уровня моря. В качестве ближайшего аналога рассматривается неопротерозойская фен-дельта «Юрского кварцита» Шотландии. Предложенная модель наиболее близка к опубликованным ранее моделям Е.М. Хабарова и др. и Е.В. Бобковой (Мальцевой).

Ключевые слова: фен-дельта, фация, керн

Ковыктинское газоконденсатное месторождение расположено на территории Ангаро-Ленской ступени (рис. 1), на юге Иркутского осадочного бассейна и приурочены к парфеновскому горизонту венда. Установление особенностей их формирования и закономерностей расположения фаций вызывают большой интерес, поскольку влияют на подсчет запасов и эффективность разработки месторождения.

В настоящее время существуют различные представления об условиях осадконакопления и седиментационных моделях для рассматриваемых отложений. **Модель Е.М. Хабарова с соавторами** предполагает существование мелководно-морской бассейна, раскрывавшегося на северо-восток (в современных координатах). Обстановки осадконакопления связаны с условиями шельфа разной глубины, приливно-отливной равнины и аллювиальной равнины с преобладанием пойм, русел и баров, включая приустьевые и переработанные приливными протоками (Хабаров и др., 2014). Источники сноса эволюционировали: к северо-западному и юго-восточному при заполнении бассейна к концу парфеновского времени добавился юго-западный. Близкая **модель**, основанная преимущественно на интерпретации ГИС, предложена **Е.В.Бобковой (Мальцевой) с соавторами.** Отличием от предыдущей модели является то, что бассейн имеет иную ориентировку, на севере переходит в бассейн с карбонатно-эвапоритовой седиментацией, а источники сноса расположены на западе и востоке (Бобкова, Лобанова, 2018). В данной модели непонятна конфигурация «баров» на границе мелкого моря и приливной равнины, поскольку возникает противоречие между их расположением параллельно береговой линии и приливным происхождением.

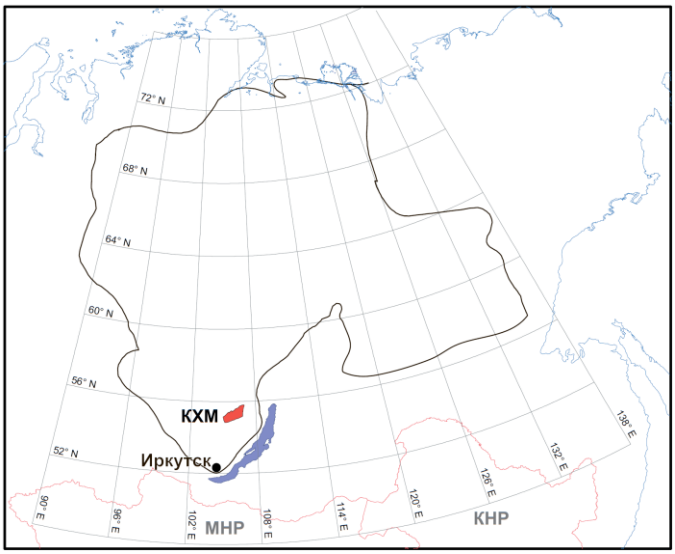


Рис. 1. Схема расположения Ковыктинского и Хандинского месторождений (КХМ)



Рис. 2. Хандинская-13. Глины и пески с текстурой ряби волнения ФА ? переходной зоны (все фото выполнены Е.Ю.°Барабошкиным)

Модель В.Ю. Гой (2010) также основана преимущественно на анализе данных каротажа. Ее отличительной особенностью является признание источника сноса обломочного материала на юго-западе платформы (Присаянье), за счет которого формировалась аллювиальная равнина, проградирующая на северо-восток и окаймленная прибрежными фациями дельтовой системы. Непонятным является расположение баровых обстановок, «оторванных» от фронта дельты.

Другие модели базировались либо на ограниченном материале (**Чернова и др., 1991**), либо отвечают самым общим представлениям об осадконакоплении в бассейне.

Материалом для данной статьи послужил керн из скважин Ковыктинского месторождения, а также данные каротажа. В настоящей работе стратиграфическое положение парфеновского горизонта и общая стратиграфическая последовательность венда, приняты по данным СНИИГГиМС.

На основе сочетания структур и текстур в керне было выделено 17 литотипов, закономерные сочетания которых слагают фации, а те, в свою очередь, образуют фациальные ассоциации (ФА).

Кроме того, были выявлены следующие закономерности.

1) **Грубозернистость и плохая окатанность материала** указывает на короткий путь транспортировки в условиях высокоэнергетических потоков.
2) **Доминирующая плохая сортировка материала** свидетельствует о быстром осаждении обломочного материала.
3) **Достаточно высокая минералогическая зрелость обломочного материала** (доминирование кварца: кварц-аренитовый и литаренитовый состав) свидетельствует о том, что источником сноса являлись породы фундамента, а не породы складчатой области.
4) **Данные корреляции** пластов ООО «Ингеосервис» свидетельствуют об увеличении мощности песчаных пластов на ЮЗ. Следовательно, депоцентр бассейна располагался в восток-северо-восточном направлении, а область сноса - южнее или юго-западнее данного района.
5) **Преобладание косослоистых текстур** говорит о преимущественном осаждении из суспензионных потоков. Присутствие иловых шлейфов, текстур «рыбья кость» и т.д.,

свидетельствует о воздействии приливов.

6) **Отсутствие гравитационных отложений** (оползней, обломочных потоков, турбидитов и т.д.) указывает на осаждение зерен в условиях очень небольших градиентов рельефа (т.е. пологих склонов).
7) **Сероцветность** осадков свидетельствует о гумидном климате. Присутствие красноцветных окрасок связано с окислительными процессами диагенеза.
8) **Отсутствие растительности на континентах в докембрии** приводило к более интенсивной боковой эрозии, «блужданию» и ветвлению русел при небольшой глубине.

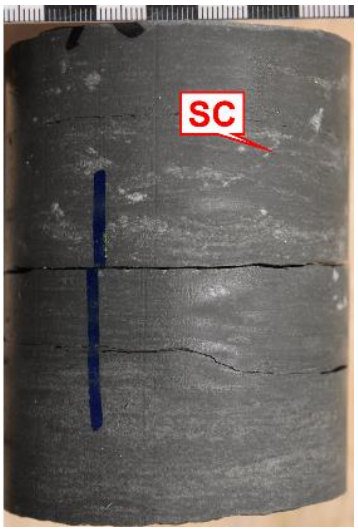


Рис. 3. Скв. Хандинская-17. Аргиллиты с примесью пасчаника. ФА приливной равнины. SC - трещины синерезиса

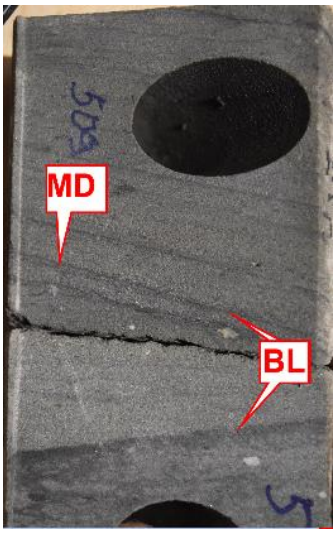


Рис. 4. Скв. Ковыктинская-77. Косослоистые глинистые песчаники. Фация флювиально-приливного бара. MD – иловые шлейфы, BL – бимодальная косая слоистость



Рис. 5. Скв. Ковыктинская-62. Косослоистые песчаники и гарвелиты ФА дистрибутивного русла. I – интракласты, RG – обратная градационность

С учетом этого, были выделены следующие ФА и обстановки: (1) континентальная обстановка с ФА рек с блуждающими руслами (включает фации активных и отмерших русел); (2) прибрежная и мелководно-морская обстановки, представленные ФА дистрибутивных русел (рис. 5), фацией флювиально-приливных баров (рис. 4), ФА грубозернистой (песчаной) приливной равнины, реже – иловой равнины (рис. 3), ФА залива / лагуны и ФА переходной зоны (рис. 2) пляжа и ? «шельфа».

Грубость обломочного материала в сочетании с признаками приливных дельтовых побережий позволяет интерпретировать общую седиментационную модель как грубозернистую фен-дельту, имевшую субаэральную и морскую части (рис. 6). Предложенная модель наиболее близка к опубликованным ранее моделям Е.М. Хабарова и др. и Е.В. Бобковой (Мальцевой).

Каждая из установленных в керне фаций и ФА получила свою каротажную характеристику, на основе чего была разработана каротажная модель всех выделенных обстановок.

Корреляция каротажных кривых дала возможность не только распространить седиментологическую модель на всю изучаемую площадь, но и позволило составить палеогеографические схемы для четырех этапов развития фен-дельты, отвечающих надежно коррелируемым пластам. Этапы связаны с двумя эпизодами проградации трех выявленных лопастей фен-дельты в северо-восточном направлении (в направлении депоцентра), завершившимися морской трансгрессией.

В литературе описано несколько похожих обстановок из разных стратиграфических интервалов, но в силу специфики докембрийского осадконакопления (в первую очередь, интенсивной эрозии), практически все фанерозойские аналоги отличаются. Наиболее близкая модель, на наш взгляд, – это фен-дельта «Юрского кварцита» Шотландии (Levell et al., 2020), которая была использована как основа для седиментационной модели в данной работе (рис. 6). Она удовлетворяет практически всем признаком, наблюдавшимся в керне (в т.ч. доминированию грубозернистых осадков, переходу аллювиальных фаций в приливные и т.д.), а также всем установленным фациальным ассоциациям, и даже масштабу Ковыктинского месторождения. Важно также и то, что фен-дельта «Юрского кварцита» имеет докембрийский возраст. Поэтому именно ее и следует использовать как аналог для моделирования.

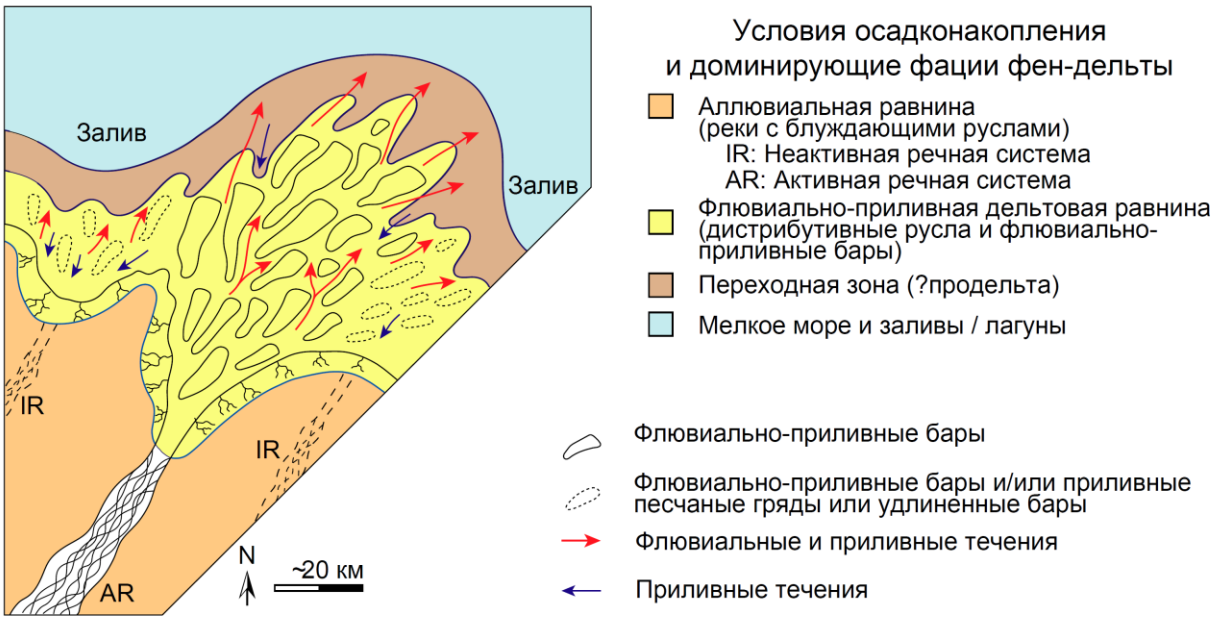


Рис. 6. Концептуальная седиментационная модель фен-дельты, построенная на основе изученного керна (Е.Ю. Барабошкин, основано на Levell et al., 2020, с изменениями)

Отличия этой шотландской фен-дельты состоят в большей грубозернистости осадков (до гравелитов и конгломератов) и существенно бо́льшей (первые километры) мощности отложений, что связано с иной палеотектонической обстановкой – обстановкой пассивной океанической окраины.

Другие примеры, современные и ископаемые, близкие к данной модели, перечислены в работе (Postma, 1990) как «дельты с мелководным профилем». Часто они связаны с флювиогляциальными зандровыми условиями, как, например, в случае ордовикских фен-дельт, возникших после завершения сахарского оледенения Гондваны и в самом начале глобальной постгляциальной морской трансгрессии.

Работа выполнена в рамках темы госзадания МГУ.

Литература

Бобкова, Е. В. Комплексный подход к восстановлению обстановок осадконакопления терригенных пород парфеновского горизонта Ангаро-Ленской и горизонта В10 Непско-Ботуобинской нефтегазоносных областей / Е. В. Бобкова, Е. В. Лобанова // Нефтегаз. геол. Теория и практика. - 2018. - Т.13. - № 1 – С. 1-22.

Гой, В. Ю. Палеогеографическая модель формирования парфеновского горизонта с целью прогноза зон нефтегазоносности Ангаро-Ленской ступени / В. Ю. Гой // ГЕО-Сибирь-2010: Сб. матер.VI VI международного научного конгресса «ГЕО-Сибирь-2010», 19–29 апреля 2010 г., Новосибирск. Т. 2. Недропользование. Горное дело. Новые направления и технология поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Ч. 1 Сибирская гос. геодезическая акад. - Новосибирск, 2010. - С. 102-106.

Хабаров, Е. М. Обстановки осадконакопления и фильтрационно-емкостные свойства парфеновского горизонта венда Ангаро-Ленской ступени / Е. М. Хабаров, Н. В. Вараксина, М. М. Пушкарева, С. А. Кугаколов, С. В. Родякин, П. С. Черныш // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. - 2014. - № 2. - С. 66-75.

Чернова, Л. С. 1991. Литология и условия формирования парфеновского горизонта венда Ковыктинского газоносного месторождения / Л. С. Чернова, А. М. Фомин, М. М. Потлова, Э. В. Кокаулина, Н. Т. Мандрикова // Методика разведки и условия формирования нефтегазоносных отложений Сибирской платформы: сб. науч. тр. / СНИИГГиМС; гл. ред. В. С. Сурков. – Новосибирск. - 1991. – С. 49-55.

Levell, B. K. Deposition and preservation of fluvio-tidal shallow-marine sandstones: A re-evaluation of the Neoproterozoic Jura Quartzite (western Scotland) / B. K. Levell, H. D. Johnson, D. S. Collins, M. van Cappelle //Sedimentology. - 2020. - Vol. 67. - Iss. 1. - P. 173-206.

Postma, G. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis / G. Postma // Coarse-grained deltas. A. Colella, D. Prior (Eds.). The Internat. Assoc. Sedimentologists. Special Publication №.10. Blackwell Scientific: Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne, Paris, Berlin, Vienna, 1990. - P. 13-27.

On the Sedimentology of the Parfenov Series in the Area of the Kovykta Gas Condensate Field (Vendian of Eastern Siberia)

Baraboshkin E.Yu.[1], Smirnov O.A.[2], Lukashov A.V.[2], Beltikov Ya.V.[3]

1 – Moscow State University, Geological Faculty, Russia, 119234, Moscow, Leninskiye Gory, 1, EJBaraboshkin@mail.ru

2 – OOO INGEOSERVICE, Russia, 625019, Tyumen, st. Republic, 211, info@ingeos.info

3 – OOO "Gazprom Nedra", Russia, 625000, Tyumen, st. Gertsena, 70, office@nedra.gazprom.ru

A conceptual sedimentation model of the Parfenov horizon (Vendian of the Angara-Lena stage of Eastern Siberia) was proposed. It is based on the study of the core of the wells of the Kovykta field and their linking with logging data using a grid of correlation profiles. This model is a shallow-water, gently sloping, coarse-grained fen-delta composed of continental, coastal, and shallow-marine facies, which distribution was controlled by sea-level fluctuations. The Neoproterozoic fen-delta of Scotland's "Jurassic quartzite" is considered the closest analogue. The proposed model is similar to the previously published models of E.M. Khabarov, E.V. Bobkova (Maltseva) and their colleagues.

Keywords: fen-delta, facies, core

УДК 553.411.071:561+551.791(571.61)
Пыльцевые летописи каргинского межледниковья по отложениям надпойменной террасы современной россыпи р. Бом Унья-Бомского рудно-россыпного района Верхнего Приамурья

Белянин П.С.[1], Мирзеханов Г.С.[2], Иванов В.В.[3], Симонова Г.В. [4], Аверьянов Н.П. [2]

1 – Тихоокеанский институт географии ДВО РАН. Россия, 690041, Владивосток, Радио, 7, pavelbels@yandex.ru

2 – ООО "Голдрегион". Россия, 680022 Хабаровск, Вишневая, 4, mgs_gold@mail.ru

3 – Дальневосточный геологический институт ДВО РАН. Россия, 690022, Владивосток, проспект 100-Летия Владивостока, 159, d159327@yandex.ru

4 – Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (ИМКЭС СО РАН), 634055, Томск, проспект Академический, 10/3, galina_simonova@inbox.ru

Проведено биостратиграфическое расчленение долинных золотоносных отложений IV надпойменной террасы р. Бом старейшего Унья-Бомского золотоносного района Амурской области. Результаты палинологического и радиоуглеродного анализов позволили реконструировать климатические условия и эволюцию растительности в долине р. Бом и установить периодичность формирования золотоносных флювиальных и перекрывающих их горизонтов бурого торфа, речного ила, песка, суглинка и грубообломочных склоновых отложений, слагающих четвертую надпойменную террасу р. Бом. Показана синхронность осадконакопления с трендом климатических изменений. В каргинское межледниковье, соответствующее изотопной стадии (МИС) 3, происходило формирование речных песков, ила и торфа с древесными остатками на глубинах 9,4-7,6 м. Процесс седиментации тонкозернистых отложений прервался, по всей видимости, в эпоху сартанского оледенения (МИС 2). В это время, вследствие интенсивной аккумуляции склоновых отложений, сформировалась 7-ми метровая пачка грубообломочного делювия. В конце позднего голоцена происходило накопление верхнего слоя бурого торфа с древесными остатками.

Ключевые слова: Унья-Бомский золотороссыпной район, поздний плейстоцен, спорово-пыльцевой анализ, радиоуглеродное датирование.

Крупная река Бом Верхнего Приамурья, типичная горная река бассейна р. Селемджи, течет в широком (до 60 м) и глубоком (высотой до 20-30 м) скалистом коридоре среди цепи острых вершин, соединённых узкими гребнями южного макросклона хребта Джагды. Абсолютная высота центральной части хребта 1100–1400 м. Долина реки большей частью приурочена к Джагдинской зоне Монголо-Охотской складчатой системы, на стыке палеозойских и мезозойских структур. В металлогеническом плане район входит в Джагдинскую структурно-металлогеническую зону Амурской провинции.

Известные россыпи бассейна р. Бом издавна славились своей богатой золотоносностью. Россыпь р. Бом протягивается на 30 км от устья почти до истоков. Все террасовые и пойменные отложения этой реки в разной степени золотоносны.

В долине реки выделено четыре уровня аккумулятивных террас. Позднечетвертичная терраса распространена по долинам большинства рек и ручьев бассейна р. Бом. Ее поверхность слабо наклонена в сторону русла и сильно заболочена. Речные террасы прорезаны современным руслом р. Бом, зажатым в узком каньоне, боковые стенки которого местами возвышаются на 20-25 м, а ширина русла не более одной сажени (2,134 м) с серией водопадов. Неслучайно название реки в переводе с эвенкийского языка означает «непроходимый» (Тове, Иванов, 1905). Существует также якутское слово «буом» − ущелье, трудный переход, препятствие, крутая скала в ущелье.

На водораздельных пространствах и склонах долины растут лиственница, пихта, ель, осина, ольха, берёза и разнообразные кустарники. Для пойменных террас характерны тополь, ель, пихта, черемуха, рябина, жимолость и различные травы. Их поверхности заболочены, покрыты кочкарником и редкой лиственницей. Северные склоны гор и осевая часть хребта Джагды обычно заняты зарослями кедрового стланика. Повсеместно развит мохово-торфянистый покровный слой мощностью от первых десятков сантиметров до 3-5 м, частично оттаивающий лишь к концу лета.

В настоящей работе, на основе биостратиграфического изучения долинных отложений, реконструируется периодичность их формирования, климатические условия и эволюция растительности в долине р. Бом в позднем плейстоцене (МИС 3) и в голоцене.

Опробованный по расчистке разрез локализован вблизи скв. 8 (~53°47’15’’ с.ш., ~130° 26’33’’ в. д.) буровой линии 74. Он вскрывает отложения мощностью 9,4 м IV надпойменной террасы в левом борту р. Бом (табл. 1).

Табл. 1. Литология отложений IV надпойменной террасы р. Бом по разрезу 74/8

№ п/п	Интервал, м	Литология
1-8	0,0-0,05	Мох с корешками
	0,05-0,2	Торф буро-коричневый
	0,2-0,3	Суглинок темно-серый
	0,3-0,4	Супесь желтая
	7,6-7,9	Ил серый
	7,9-8,0	Ил с древесными остатками
9-13	8,0-8,5	Ил серый
14-15	8,5-8,7	Торф буро-коричневый
16	8,7-8,8	Торф с древесными остатками
17-19	8,8-9,0	Торф буро-коричневый
20-22	9,0-9,2	Торф с древесными остатками (ветки и пни)
	9,2-9,4	Галечник с илистым заполнением

Палинологическому анализу были подвергнуты 22 пробы, отобранные из мелко- и тонкозернистых насыщенных органическими остатками отложений через 2 см в интервалах глубин 0,0-0,4 м и 7,6-9,4 м. Их подготавливали для анализа по стандартной методике с применением тяжелой жидкости в модификации с раствором йодистого кадмия (Покровская, 1950). Просмотр препаратов осуществлялся под оптическим микроскопом Axio Scope A1. Пыльца и споры определялись по возможности до вида, слабо идентифицируемые микрофоссилии − до рода или семейства. Подсчет таксонов выполнен по группам: пыльца деревьев и кустарников; пыльца трав и кустарничков; споры. Локальные палинозоны выделены по изменению участия древесных и кустарниковых, травянистых, а также споровых растений.

Определение возраста отложений методом радиоуглеродного датирования образцов растительного детрита и почвы проводилось в ИМКЭС СО РАН. Образцы обрабатывались по

стандартной методике (Арсланов, 1987). Активность измерялась с помощью жидкостного сцинтилляционного счетчика с использованием спектрометра-радиометра Quantulus 1220. Среди полученных радиоуглеродных дат (табл. 2) две оказались запредельными, а одна в пределах возможностей метода, которая была откалибрована с использованием программы OxCal 4.4 с калибровочной кривой «IntCal 20» (Ramsey, 2017; Reimer et al., 2020).

Табл. 2. Радиоуглеродные датировки отложений IV надпойменной террасы р. Бом по разрезу в районе буровой линии 74 (скв. 8)

№ п/п	Лаб. номер	Интервал глубин, м	Датированный материал	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Календарный возраст, кал. л.н.
1	ИМКЭС-^{14}С2811	9,5-9,2 м	Ветки и пни	> 55000	-
2	ИМКЭС-^{14}С2819	8,67-8,64	Торф	> 55000	-
3	ИМКЭС-^{14}С2818	7,93-7,92	Древесные остатки	40550±2600	45033±3081

Полученные палеоботанические данные были скоррелированы с использованием общей стратиграфической шкалы четвертичной системы (Жамойда, 2015) и приведены в соответствии с интервалами морских изотопных стадий (МИС) (Bassinot et al., 1994). Временные подразделения голоцена даны в соответствии со Стратиграфической схема четвертичного периода, предложенной подкомиссией по четвертичной стратиграфии и рабочей группе INTIMATE (Walker et al., 2012). Короткопериодные климатические колебания интерпретируются на основе сибирской стратиграфической шкалы (Кинд, 1974).

Анализ таксономического состава спорово-пыльцевых микрофоссилий и их распределения позволил выделить четыре локальные палинозоны (ЛПЗ).

ЛПЗ 4 (инт. гл. 0,4-0,0 м). В группе хвойных растений доминирует пыльца *Picea* (до 7,7%), присутствуют пыльцевые зерна *Pinus* s/g *Diploxylon* и *Pinus* s/g *Haploxylon*. Пыльца мелколиственных пород представлены пыльцевыми таксонами *Betula grandulosa* (14,6-44,1%), *Alnus alnobetula* (3,9-36,0%), *Betula pubescens* (12,0-26,2%), *Betula costata* (до 12%), *Alnus* (5,3-10,8%). Отмечены единичные пыльцевые зерна *Salix*. В группе широколиственных растений присутствуют редкие зерна *Quercus*, *Ulmus* и *Corylus.* В группе трав и кустарничков преобладает пыльца представителей семейств Asteraceae 6,7-85,2%, Cyperaceae (7,4-85,7%) и Ericaceae (2,7-13,8%), которым сопутствует пыльца семейств Ranunculaceae, Onagraceae, Chenopodiaceae, Fabaceae и Rosaceae, а также рода *Myriophyllum*. Среди споровых растений превалируют споровые таксоны Polypodiaceae (60,7-69,0%), *Sphagnum* (10,7-29,6%) и *Huperzia* (до 22,0%). Отмечены единичные споры *Botrychium*.

ЛПЗ 3 (инт. гл. 8,4-7,9 м). Основной фон в палинозоне создает пыльца хвойных и мелколиственных растений. Среди хвойных пород преобладает пыльца *Picea* (17,8-34,1%) и *Pinus* s/g *Diploxylon* (2,2-12,9%). В небольшом количестве наблюдается пыльца *Larix* и *Abies*. Пыльцевые таксоны мелколиственных растений играют второстепенную роль. Среди них доминируют пыльцевые зерна *Betula grandulosa* (7,4-8,8%) и *Alnus alnobetula* (3,9-10,1%). Им сопутствует пыльца *Betula costata* (1,9-12,1%), *Betula* sp. (1,6-12,8%) и *Salix* (2,8-6,1%). Присутствуют единичные пыльцевые зерна *Alnus*. Широколиственные растения представлены редкой пыльцой Q*uercus*, *Ulmus* и *Corylus*. Среди трав и кустарничков доминируют представители семейств Cyperaceae (8,8-35,9%), Asteraceae (50,4-79,7%), Ranunculaceae (2,8-20,1%), и Chenopodiaceae (до 14,8%). Им сопутствует пыльца Ericaceae (3,0-8,8%). Встречаются единичные пыльцевые зерна представителей семейств Apiaceae, Poaceae, Onagraceae, Scrophulariaceae, Rosaceae, Valerianaceae и рода *Thalictrum*. Основной фон среди споровых растений создают представители семейства Polypodiaceae (26,6-37,8%), рода *Sphagnum* (10,1-21,2%) и вида *Hyperzia serrata* (2,5-7,8%).

ЛПЗ 2 (инт. гл. 8,7-8,4 м). Палиноспектры характеризуются доминированием пыльцы мелколиственных растений: *Betula grandulosa* (24,0-35,4%) *Betula pubescens* (7,2-24,5%) и *Alnus alnobetula* (20,8-49,6%). Им сопутствует пыльца *Betula costata* (до 18,1%), Betula sp. (2,5-9,3%), Alnus 5,5-10,8% и Salix (до 4,6%). Группа хвойных растений принимает незначительное участие в палиноспектре. Среди них отмечены редкие пыльцевые зерна *Picea*, *Pinus* s/g *Haploxylon* и *Pinus* s/g *Diploxylon*, доля каждого из которых в палиноспектрах не превышает 4%. Пыльца широколиственных растений не выявлена. Среди трав превалируют пыльцевые таксоны представителей семейства Cyperaceae (14,9-54,3%), Asteraceae (11,8-56,2%), Ranunculaceae (до 21,3%) и Chenopodiaceae (до 17,4%). Им сопутствуют пыльцевые таксоны семейств Apiaceae, Poaceae, Onagraceae, Scrophulariaceae, Rosaceae, Ericaceae, а также представители рода *Thalictrum*. В группе споровых

растений преобладают представители рода *Sphagnum* (10,4-85,2%) и семейства Polypodiaceae (до 31,4%). В количестве до 7,3% присутствуют споры *Hyperzia serrata*.

ЛПЗ 1 (инт. гл. 9,4-8,7 м). Господствующее положение в палиноспектрах палинозоны занимает группа пыльцы темнохвойных растений, среди которых доминирует Picea (23,6-56,8%). Сопутствующее положение принадлежит пыльце *Pinus* s/g *Haploxylon* (6,8-17,9%), *Pinus* s/g *Diploxylon* (3,2-10,6%) и *Larix* (до 7,2%). Установлена значительная роль мелколиственных растений. Среди них доминирует Betula *pubescens* (6,8-20.1%), *Betula* sp. (до 12,0%), *Betula costata* (до 7,5%), *Betula grandulosa* (до 8,2%) и *Alnus alnobetula* (до 9,4%). Им сопутствует пыльца *Salix* и *Alnus*. Широколиственные растения представлены редкой пыльцой *Quercus*, *Ulmus* и *Corylus*, сумма которых в палиноспектрах не превышает 5,0%. В группе трав превалируют представители семейств Cyperaceae (7,7-78,5%), Asteraceae (10,1-55,3%). Субдоминирующую позицию занимают представители пыльцевых таксонов семейств и родов Apiaceae, Poaceae, Ranunculaceae, Chenopodiaceae, Polemoniaceae, Scrophulariaceae, *Sanguisorba*, Rosaceae и *Thalictrum*. Среди споровых таксонов преобладают представители рода *Sphagnum* (13,8-97,5%) и семейства Polypodiaceae (до 32,2%), которым сопутствуют споры *Hyperzia serrata* (до 6,7%). Встречаются единичные споры *Botrychium*.

Изменения таксономического состава выделенных ЛПЗ свидетельствуют о смене природных обстановок в долине р. Бом и позволяет реконструировать развитие растительности, а также установить периодичность накопления долинных отложений и сопоставить полученные результаты с глобальными климатическими колебаниями.

Как показали результаты радиоуглеродного датирования, формирование речных песков, ила, бурого торфа с древесными остатками на глубинах 9,4-7,6 м происходило в течении Каргинского межледниковья (Кинд, 1974), соответствующего изотопной стадии (МИС) 3. Оно охватывает длительный временной интервал между зырянским и сартанским оледенениями (МИС 4 и МИС 2, соответственно).

В эпоху раннего потепления Каргинского межледниковья 50-45 тыс. л.н. формировалась болотная фация на глубинах 9,4-8,7 м. На склонах долины преобладали елово-сосновые леса, представленные елью аянской, сосной обыкновенной и сосновым стлаником. Встречались редкие представители широколиственной флоры – дуб монгольский, ильм и лещина. В заболоченных днищах долин были широко распространены разнотравно-осоковые луга с кустарниковой березкой, кустарниковой ольхой, участками сфагновых болот и лиственничными редколесьями. Очевидно, природные условия в долине были неоднородными, что фиксируется в разрезе пневым горизонтом (ПГ). На примере сибирского региона Н.А. Хотинский (1977) показал, что образование ПГ служит признаком увеличения сухости климата, являющегося одним из факторов экспансии лесной растительности на болотные комплексы. В нашем случае это свидетельствует о масштабном осушении болот в одну из фаз раннего потепления МИС 3, когда и образовался ПГ.

Наступившее около 45 тыс. л.н. похолодание (Кинд, 1974), вызвало экспансию в долинных экосистемах мелколиственных растений. Широкое развитие получили растительные формации с доминированием кустарниковой ольхи и березы, а также соснового стланика.

В оптимум МИС 3, соответствующему по сибирской климатостратиграфической схеме малохетскому потеплению, климат был мягче современного. Границы ареалов растений сместились к северу, в связи повышением температуры на 3-4°С. В результате, в долине р. Бом широкое распространение получили ель аянская и сосна обыкновенная. Вместе с этим в заболоченных днищах долин сохранялись участки сфагновых болот с кустарниковой березкой и ольхой, а также, лиственничные редколесья, чередовавшиеся с разнотравно-осоковыми лугами. На южных склонах гор встречались редкие представители широколиственных растений – дуб монгольский, ильм и лещина.

История эпохи резкого похолодания и иссушение климата во время сартанского оледенения, соответствующей МИС 2, не запечатлена в пыльцевых летописях. Этому отрезку времени отвечает врез речных долин, связанный, по всей видимости с опусканием уровня моря. Отчасти, отложения МИС 2 могли быть уничтожены эрозией, активизировавшейся в том числе из-за деградации растительности и последующей ледниковой денудации. Поэтому, в это время в палеодолине р. Бом резко изменились условия осадконакопления. В днище долины со склонов стал активно поступать грубообломочный материал, в отложениях которого пыльцевые и споровые микрофоссилии сохраняются плохо, по-видимому, из-за интенсивного вымывания.

На завершающей стадии осадконакопления, в позднем голоцене, сформирована верхняя пачка (40 см) бурого торфа и подстилающих их тонкозернистых слоев речных суглинков и песков, слагащих кровлю IV надпойменной террасы р. Бом. Таксономия палиноспектров этих слоев свидетельствует о позднеголоценовом возрасте рассматриваемой толщи. Это подтверждает также преобладание в палиноспектрах пыльцы ели, сосны обыкновенной и мелколиственных растений, представляющих современный облик долинных экосистем. На склонах гор, как и в настоящее время, были широко развиты формации соснового стланика. Превалирование в палиноспектрах мха сфагнум, кустарниковой ольхи и берез, говорит о широком развитии марей в днище палеодолины р. Бом. На более прогреваемых южных склонах произрастал дуб монгольский, ильм и лещина. Подчеркнем, что в

настоящее время эти широколиственные растения распространены в этом районе вблизи северной границы своих ареалов.

Выявленные изменения таксономического состава выделенных ЛПЗ свидетельствует о значительных изменениях в структуре растительности и ритмов формирования речных террас в Верхнем Приамурье в течении МИС 3 и позднего голоцена. Полученные биостратиграфические результаты четко согласуются с общепринятой схемой периодизации климатических событий, а также с сибирской климатостратиграфической схемой. В МИС 3 климатический тренд имел тенденцию к повышению среднегодовых температур, что явственно отразилось в изменениях растительного покрова. Однако, климатические условия в названном регионе были неоднородными, о чем говорит возрастание участия в палиноспектрах холоднолюбивых растений из отдельных слоев, при продолжительном перерыве в накоплении разнофациальных четвертичных рыхлых отложений.

Литература

Арсланов, Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология / Х.А. Арсланов. – Ленинград: ЛГУ, 1987. – 300 с.

Жамойда, А.И. Состояние и проблемы общей стратиграфической шкалы России // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 4. – С. 655-670.

Кинд, Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным / Н.В. Кинд. – М.: Наука, 1974. – 255 с.

Неронский, Г.И. Золото Унья-Бома / Г.И. Неронский, Г.Ю. Громаковский. – Благовещенск: АмурКНИИ ДВО РАН, 2005. – 264 с.

Покровская, И.М. Пыльцевой анализ / И.М. Покровская. – М.: Госгеолиздат, 1950. – 571 с.

Тове, Л.Л. Отчет по статистико-экономическому и техническому исследованию золотопромышленности Амуро-Приморского района / Л.Л. Тове, Д.В. Иванов. – СПб.: 1905. – Т. 2. – Ч. 1. – 321 с.

Хотинский, Н.А. Голоцен Северной Евразии / Н.А. Хотинский. – М.: Наука, 1977. – 200 с.

Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunes-Matuyama magnetic reversal. Earth and Planetary Science Letters. – 1994 – 126. P. – 91-108.

Ramsey, C. Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. Radiocarbon. – 2017. – Vol. 59, P. 1-25.

Reimer, P.J., Austin, W.E., Bard, E., et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). Radiocarbon. – 2020. – Vol. 62. – № 4. – P. 725–757.

Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., et al. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). Journal of Quaternary Science. – 2012. – Vol. 27. – P. 649–659.

Pollen records of the Karginsky interglacial based on the sediments of the terrace above the floodplain of the modern placer of the River Bom Unya-Bomsky ore-placer region of the Upper Amur region

Belyanin P.S.[1], Mirzekhanov G.S.[2], Ivanov V.V.[3], Simonova G.V.[4], Aver'yanov N.P.[2]

1 – Pacific Geographical Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Russia, 690041, Vladivostok, Radio st. 7, pavelbels@yandex.ru

2 – Goldregion Ltd, Russia, 680022, Khabarovsk, Vishnevaya st. 4, mgs_gold@mail.ru

3 – Far Eastern Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Russia, 690022, Vladivostok,100-letiya Vladivostoka, Pr-t 159, d159327@yandex.ru

4 – Simonova G.V. Institute for Monitoring Climatic and Ecological Systems of the Siberian Branch of the RAS, Russia, Tomsk, 634055, Academichesky ave., 10/3, galina_simonova@inbox.ru

A biostratigraphic subdivision of the valley gold-bearing sediments of the four above-floodplain terrace of the Bom River in the oldest Unya-Bomsky gold-bearing region of the Amur Region was carried out. The results of palynological and radiocarbon analyzes made it possible to reconstruct the climatic conditions and the evolution of vegetation in the Bom River valley and to establish the periodicity of the formation of gold-bearing fluvial and overlying horizons of brown peat, river silt, sand, loam and coarse clastic slope sediments that make up the IV terrace above the floodplain of the Bom River. The synchronism of sedimentation with the trend of climate change is shown. During the Karga Interglacial, corresponding to the isotopic stage (MIS) 3, the formation of river sands, silt and peat with woody residues occurred at depths of 9.4-7.6 m. During this time, due to the intensive accumulation of slope deposits, a 7-meter member of coarse deluvium was formed. At the end of the Late Holocene, the upper layer of brown peat with woody remains accumulated.

Keywords: Unya-Bomsky gold-bearing region, the Late Pleistocene, spore-pollen analysis, radiocarbon dating

УДК: 553.612

Потенциальные источники вещества Милославского каолиноносного района (Рязанская область)

Богуславский М.А.

МГУ им. М.В.Ломоносова, Россия, 119991, г. Москва, Воробьевы горы, Д. 1, mboguslavskiy@yandex.ru

На базе изучения Шулеповского месторождения огнеупорных глин и сопредельных территорий (южная часть Рязанской области) сделана попытка установить источники вещества для каолиновых толщ Милославского района. Анализ показал отсутствие связи этих толщ с первично гидротермальным каолинитом. Установлена связь с магматическими породами насыщенными более легкими элементами с последующим их выветриванием и переносом вещества. Ранее основными источником вещества рассматривался промежуточный коллектор – Бобриковская свита. Состав пород этих отложений содержит глины, однако, они также насыщены цирконием и гранатом. В составе полезной толщи Шулеповского месторождения циркон присутствует, но несколько отличного состава и полностью отсутствуют гранаты, что ставит под сомнение однозначность этой концепции.

Ключевые слова: каолинит, глинообразование, ресурсы каолина

Милославский каолиноносный район является перспективным для обнаружение каолиновых толщ промышленной значимости. Одним из основных объектов данного региона является Шулеповское месторождение огнеупорных глин.

В результате детального изучения Шулеповского месторождения установлена его связь с аллювиальными фациями, что может объяснить образование скоплений аутигенного каолинита. Однотипность процессов формирования аутигенного каолинита в каждой из огнеупорных линз доказана с помощью индекса Хинкли (Hind), значения которого одинаково высоки в различных участках линзы-2 и линзы-1. Определен минеральный состав огнеупорных глин линзы-2 месторождения (каолинит, смешанослойный смектит-вермикулит, галлуазит и тонкодисперсный кварц) и глинистой фракции вмещающих глинистых песков (каолинит, смектит, слюды и тонкодисперсный кварц). (Коршунов и др, 2022)

Перекристаллизация аллотигенного обломочного каолинита происходила в спокойных условиях в замкнутом или полузамкнутом водоеме при периодическом поступлении в него новых порций тонкого глинистого материала. Можно предполагать, что процесс перекристаллизации был довольно интенсивным за счет влияния низких значений pH. Это приводило к формированию микрослоистых агрегатов каолинита. Смектит, вероятно, разрушался по пути, описанному Д.Д. Котельниковым, он переходил в каолинит с галлуазитом через вермикулит (Котельников и др., 2008). Свидетельством подобного разрушения являются новообразованные кристаллы галлуазита на поверхности пленочных агрегатов каолинита, а также наличие смешанослойного смектит-вермикулита в линзах Шулеповского месторождения.

Галлуазит формирующийся на стенках каолинитовых пленок указывает на то, что в верхней части линзы активно формировался каолинит, но по каким-то причинам процесс резко прекратился. Возможно, причиной стало, вновь усилившиеся течения водных масс и вместе с этим, начавший поступать обломочный материал, о чем свидетельствует песчаная примесь в глинистых отложениях, обнаруженная в верхней части линзы и увеличивающаяся в верх по разрезу (Коршунов и др., 2021).

Рассматривая классические работы, можно говорить о том, что вермикулит может быть промежуточной фазой при выветривании биотита и амфиболов (рис.1). Также, возможно, что источник вещества содержал плагиоклаз. В полезной толще доказано наличие циркона, который изучался в проходящем свете и с помощью микрозондового анализа. Эти два факта свидетельствую о невозможности рассмотрения в качестве источника вещества первично гидротермального каолинита. Среды, благоприятные для первичной каолинизации, известны из месторождений жильного типа, минерализации с высоким содержанием сульфидов (HS) в (суб) вулканитах и пирокластических породах, из эквивалентных эпитермальных месторождений с низким содержанием сульфидов (LS) плюс скарны и в гранитоидах вместе с их связанные с ними минерализованные зоны (грейзены) и производные от них продукты - пегматиты и аплиты (Dill, 2016).

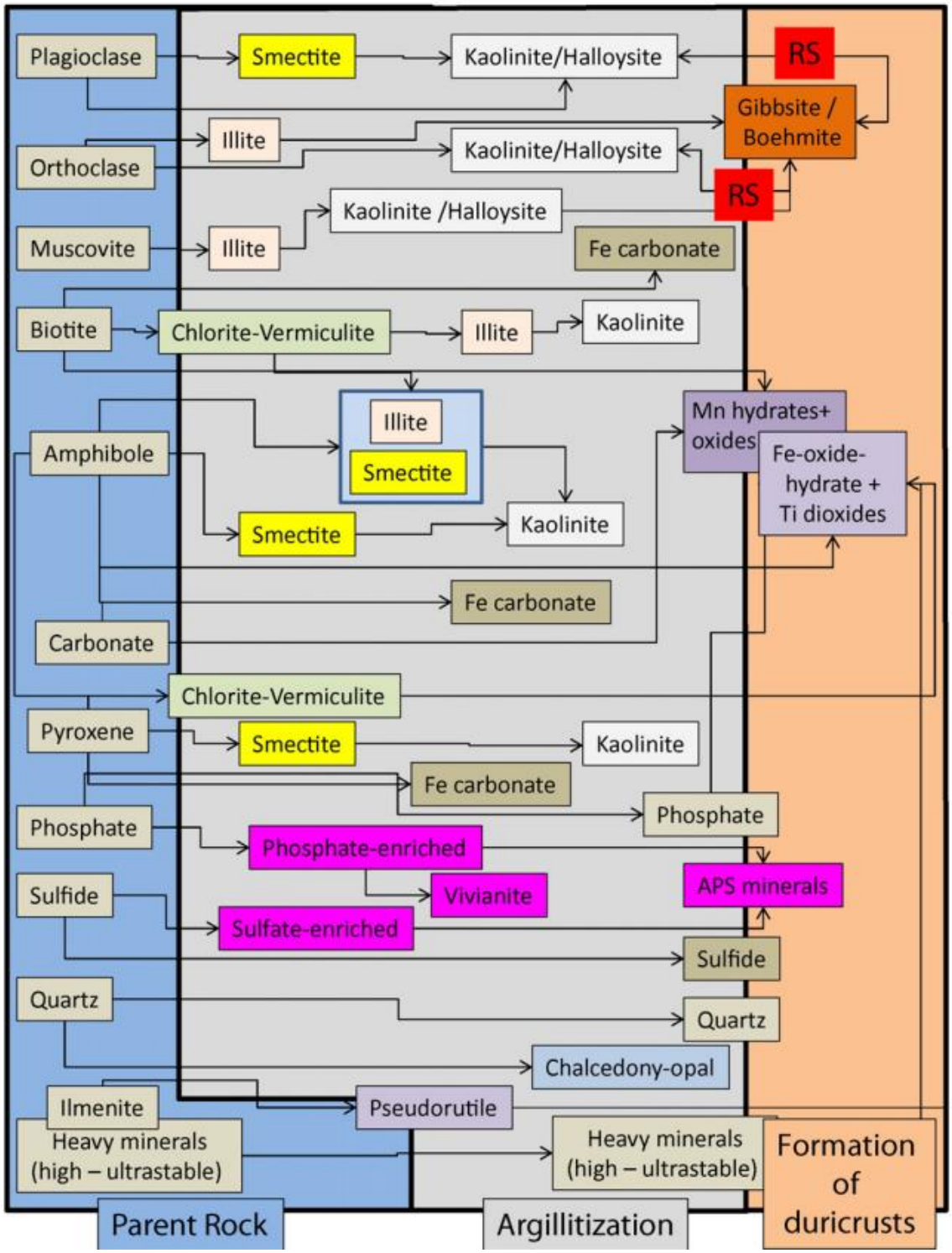


Рис. 1. Выветривание породообразующих минералов и образование каолина. Синяя составная рамка, содержащая иллит и смектит, обозначает образование многослойных филлосиликатов. Те минералы, которые дважды проявляются в одном и том же оттенке серого, например кварц, указывают на то, что эти минералы встречаются дважды: слева в материнской породе и еще раз в качестве реликтового минерала в каолине (Dill, 2016)

Все вышеперечисленные первичные породы не могут быть источником вещества для глиняных толщ Милославского каолиноносного района. Если обратиться к схеме Friedman, то можно увидеть, что циркон может быть указателем только на магматические породы, насыщенные более легкими элементами, такими как кремний, кислород, алюминий, натрий и калий (рис. 2).

Minerals	Specific gravity	Parent rocks: Igneous: Mafic	Igneous: Felsic	Hydrothermal (veins, pegmatites)	Metamorphic: High-rank	Metamorphic: Low-rank	Sedimentary
Anatase	3.82–3.97	×					
Augite	3.23–3.52	×					
Brookite	4.14–0.06	×					
Cassiterite	6.99		×	×			
Chromite	4.5–4.8	×					
Hypersthene	3.42–3.84	×					
Ilmenite	4.72–0.04	×	×				
Leucoxene	2.09–2.16	×	×				
Magnetite	5.175	×	×		×		
Olivine (Mg)	3.275–4.32 (Fe)	×					
Rutile	4.23	×					
Serpentine		×					
Apatite	2.9–3.1		×				
Biotite	2.7–3.4		×	×	×		
Hornblende	3.02–3.27		×	×	× Blue-green variety		
Monazite	4.6–5.4		×	×			
Sphene	3.45–3.55		×				
Tourmaline	4.7		× Small pink euhedra	× Typically blue (indicolite)		× Small pale-brown euhedra, carbonaceous inclusions	
Zircon	4.6–4.7		×				
Fluorite	3.18			×			
Garnet	3.7–4.3			×	×		
Topaz	3.49–3.57			×			
Andalusite	3.13–3.16				×		
Epidote	3.35–3.5				×	×	
Kyanite	3.53–3.67				×		
Sillimanite	3.23–3.27				×		
Staurolite	3.65–3.83				×		
Zoisite	3.533				×		
Barite	4.50			×			×
Galena	2.58						

Рис. 2. Тяжелые минералы и их материнские породы (Friedman et al., 1992)

Работами предшественников, основным источником каолинита в районе рассматривалась бобриковская свита. Бобриковская свита сложена переслаивающимися аллювиальными, делювиально-пролювиальными и озерно-болотными песками, алевритами, глинами и углями. Глины серые до темносерых неизвестковые жирные, каолинитовые, в основании – слюдистые и «сухарные» (Николаев и др., 2023). По минералогическим данным при ГДП-200/2 (Новгородцев и др., 2005), установлено, что гранат и роговая обманка в породах свиты в каждом цикле то появляются, то исчезают. Песчанистые глины с прослоями бурых углей, слагающих палеодолины бобриковской свиты нижнего карбона, обогащены цирконием, слабо обогащены – оловом, никелем, вольфрамом, стронцием, барием и марганцем (Окороков и др., 1968).

Однако, исследования показывают, что гранат в полезных толщах глин Шулеповского месторождения отсутствует, а также состав циркона отличается от данных предшественников. Это позволяет усомнится в однозначности вывода о бобриковской свите как источнике каолинита для Милославского каолиноносного района.

Литература

Новгородцев А. А., Фоменко А. Е., Красных С. А. Оценка перспектив выявления промышленных месторождений урана в палеодолинах визейского возраста на Скопинской площади на основе составления комплекта геолого-прогнозных карт масштаба 1 : 200 000 на листы N-37-XV, XVI, XXII (15 тыс. км 2) и 1 : 50 000 (750 км 2). – ФГУГП «Урангео», ЦФ Горно-геологическая экспедиция. М., 2005. 717 с.

Окороков В. А., Маточкина В. М., Прикс Н. Н. Отчет о комплексных поисково-разведочных работах на титано-циркониевое сырье, огнеупорные глины, формовочные пески и др. за 1961–1968 гг. по состоянию на 01.01.1968 г. – ГУЦР. Липецк, 1968. 3559 с.

Friedman, G.M., Sanders, J.E., Kopaska-Merkel, D.C., 1992. Principles of Sedimentary Deposits. MacMillan Publ., Co., USA (717 pp)

Коршунов Д. М., Богуславский М. А. Минералого-геохимические особенности, генезис и возраст огнеупорных глин Шулеповского месторождения (Рязанская область, центральная часть Европейской России) // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 1. С. 85–102.

Коршунов Д. М., Богуславский М. А. Минеральный состав и морфологические особенности каолинита керамических глин Шулеповского месторождения (Рязанская область, центаральная часть европейской России) // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 2. С. 184–190.

Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Сравнительный анализ эволюции глинистых минералов в условиях гумидного и аридного литогинеза // Геология и геофизика. 2008. № 10. С. 965–977

H.G. Dill Kaolin: Soil, rock and ore: From the mineral to the magmatic, sedimentary and metamorphic environments // Earth-Science Reviews. 2016. № 161. P. 16–129/

Николаев А. А., Шарапов В. В., Парамонов М. Г. и др. ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ Издание второе Серия Московская Лист N-37-XXII (Скопин) Объяснительная записка масштаба 1 : 200 000

Potential sources of the substance of the Miloslavsky kaolin-bearing area (Ryazan region)

Boguslavskiy M.A.

Lomonosov Moscow State University, Russia, 119991, Moscow, Vorobyovy gory, 1, mboguslavskiy@yandex.ru

Based on the study of the Shulepovsky clay deposit and adjacent territories, an attempt was made to establish the sources of the substance for the kaolin strata of the Milovslavsky district. Analysis of the literature data showed the absence of a connection of these strata with volcanic and primary hydrothermal kaolinite. The connection with mafic rocks with their subsequent weathering has been established. Previously, the main source of the substance was considered an intermediate collector – the Bobrikov formation. The composition of the rocks of these deposits are saturated with clays, however, they are also saturated with zirconium and garnet. Zircon is present in the composition of the Shulepovsky deposit, but it has a somewhat different composition and there are no garnets at all, which casts doubt on the unambiguity of this concept.

Keywords: kaolinite, clay formation, zircon, kaolin resources

УДК 553.08

Термический анализ в литологии

Боева Н.М., Бортников Н.С., Слукин А.Д., Макарова М.А., Шипилова Е.С., Мельников Ф.П., Внучков Д.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер. 35, boeva@igem.ru

Большая часть осадочных пород состоит из аморфных и скрытокристаллических гипергенных минералов, невидимых невооруженным глазом, поэтому их диагностика представляется одной из самых трудоемких задач в геологии. Именно поэтому появление современных приборов термического анализа позволило нам более четко идентифицировать эти минералы и получать сведения об их кристаллохимических свойствах. Основные преимущества термического метода анализа при диагностике гипергенных минералов и эволюции их кристалломорфологических свойств в процессах гипергенеза, заключаются в возможности по изменению массы в процессе нагревания, количественно определять содержание минералов в горных породах, а по параметрам комплексных эндо- и экзотермического пиков, их площади, ширины, индекса асимметрии, высоты, температуры начала, максимума и окончания их проявления, делать выводы о кристалломорфологических свойствах этих минералов.

Ключевые слова: термический анализ, гипергенные минералы

Термическому анализу минералов и горных пород посвящена обширная литература. В 1887 году вышла статья Анри Луи Ле-Шателье, который впервые применил метод термического анализа для

исследования глинистых минералов. В литературе существует немало монографий, где определенное место занимает термический анализ. Можно назвать работы В.П. Петрова, И.И. Гинзбурга, Ф.В. Чухрова, Г.О. Пилояна и др. Термический метод анализа основан на регистрации изменений в исследуемом веществе, происходящих при его нагревании (охлаждении). Благодаря развитию и усовершенствованию приборной базы, термический анализ получил новый виток в развитии, все больше приобретая количественный калориметрический характер. В ИГЕМе для исследования минералов и горных пород используются два прибора: венгерский дериватограф Q-1000 (Венгрия) и современный прибор синхронного термического анализа STA 449 F1 Jupiter Netzsch (Германия).

Основная масса продуктов выветривания состоит из аморфных и скрытокристаллических гипергенных минералов, невидимых невооруженным глазом, поэтому их диагностика представляется одной из самых трудоемких задач в литологии. Именно поэтому появление современных приборов термического анализа позволило нам более четко идентифицировать и получать сведения о кристаллохимических свойствах этих минералов. Известно, что величина термического эффекта пропорциональна массе термоактивного компонента. В качестве меры величины термического эффекта используется площадь, образованная из отклонения дифференциальной кривой от направления, установленного без отсутствия эффекта (Иванова и др., 1974). Г.О. Пилояном была рассчитана формула, связывающая площадь эффекта, или его энтальпию, с массой исследуемого вещества (Пилоян, 1964). ТГ анализ минералов и горных пород применяется систематически, начиная с середины 1960-х годов. Но количественно можно определить содержание только тех минералов в породах, которые имеют стехиометрический состав и отдельные компоненты не вступают между собой в реакцию в твердом состоянии. Для выявления энергетически неэквивалентных позиций гидроксилов в структуре минералов был разработан метод модифицированного термического анализа (мДТА). Этим методом можно изучать процессы, которые накладываются друг на друга. Благодаря методу мДТА появилась возможность идентифицировать минералы в горных породах, которые имеют одинаковые температурные интервалы реакций (Боева, 2016). Основанный на анализе формы термических эффектов с помощью адаптированной программы Netzsch Peak Separation, метод был опробован на примерах реакции дегидратации гетита и гиббсита в боксите. На рисунке 1 представлены исходная и модифицированная кривые ДСК боксита. При модификации наблюдается четкое разделение одного сложного эндоэффекта на два, с максимумами при температуре 325°С для гиббсита и 345°С для гетита. По энтальпии дегидратации и по общим потерям массы в интервале 200-400°С рассчитывается содержание гиббсита и гетита в породе.

Изучение пород методом термического анализа позволило выявить взаимосвязь кристалломорфологических особенностей гиббсита с его положением в бокситоносном профиле коры выветривания Сибирской платформы. Были изучены образцы бокситов из разных зон латеритного профиля Центрального месторождения на Чадобецком поднятии. Во всех изученных образцах на кривых ДСК фиксируются эндотермические эффекты, свойственные гиббситу, гетиту, бёмиту (рис. 2 а-е).

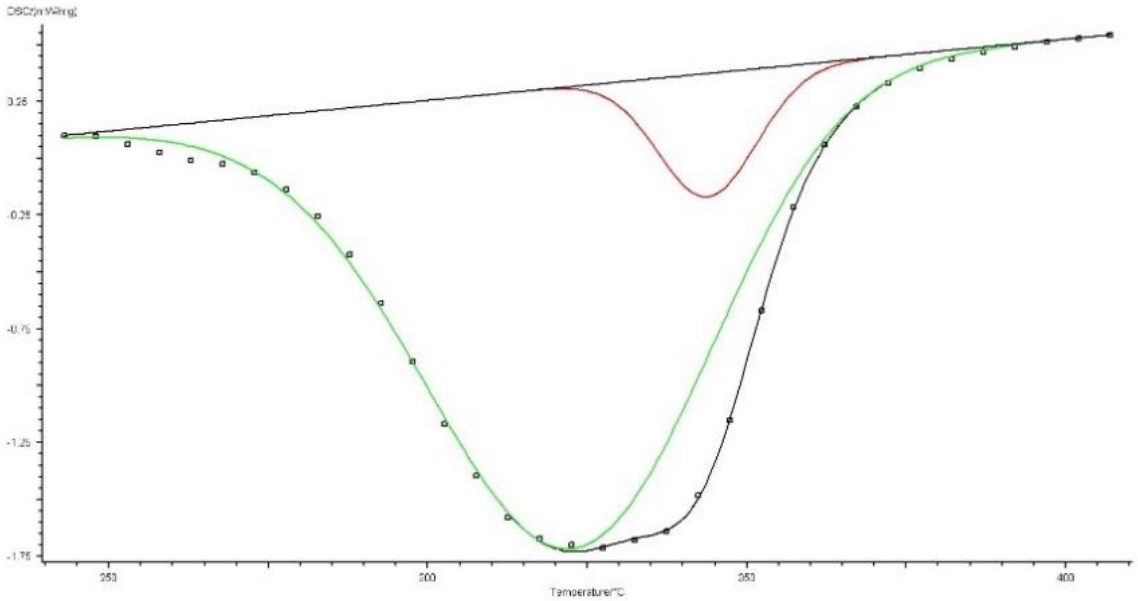


Рис. 1. Модифицированная Кривая ДСК боксита.

При нагревании гиббсита в диапазоне температур 220-450°С эндотермический эффект, связанный с выделением основной массы воды гиббсита, регистрируется на графиках ДСК. В то же

время в качестве промежуточного продукта образуется некоторое количество бемита. Обезвоживание и разложение бемита происходит при температуре 400-600°С, что отражается в виде эндотермического эффекта в этом диапазоне температур на графике ДСК. Экзотермический эффект в диапазоне температур 950-1200°С связан с фазовым переходом γ-Al_2O_3 в α-Al_2O_3 (корунд).

Обезвоживание гетита происходит в температурном интервале 300-400 °С. Минерал при этом теряет 10 % гидроксильных групп.

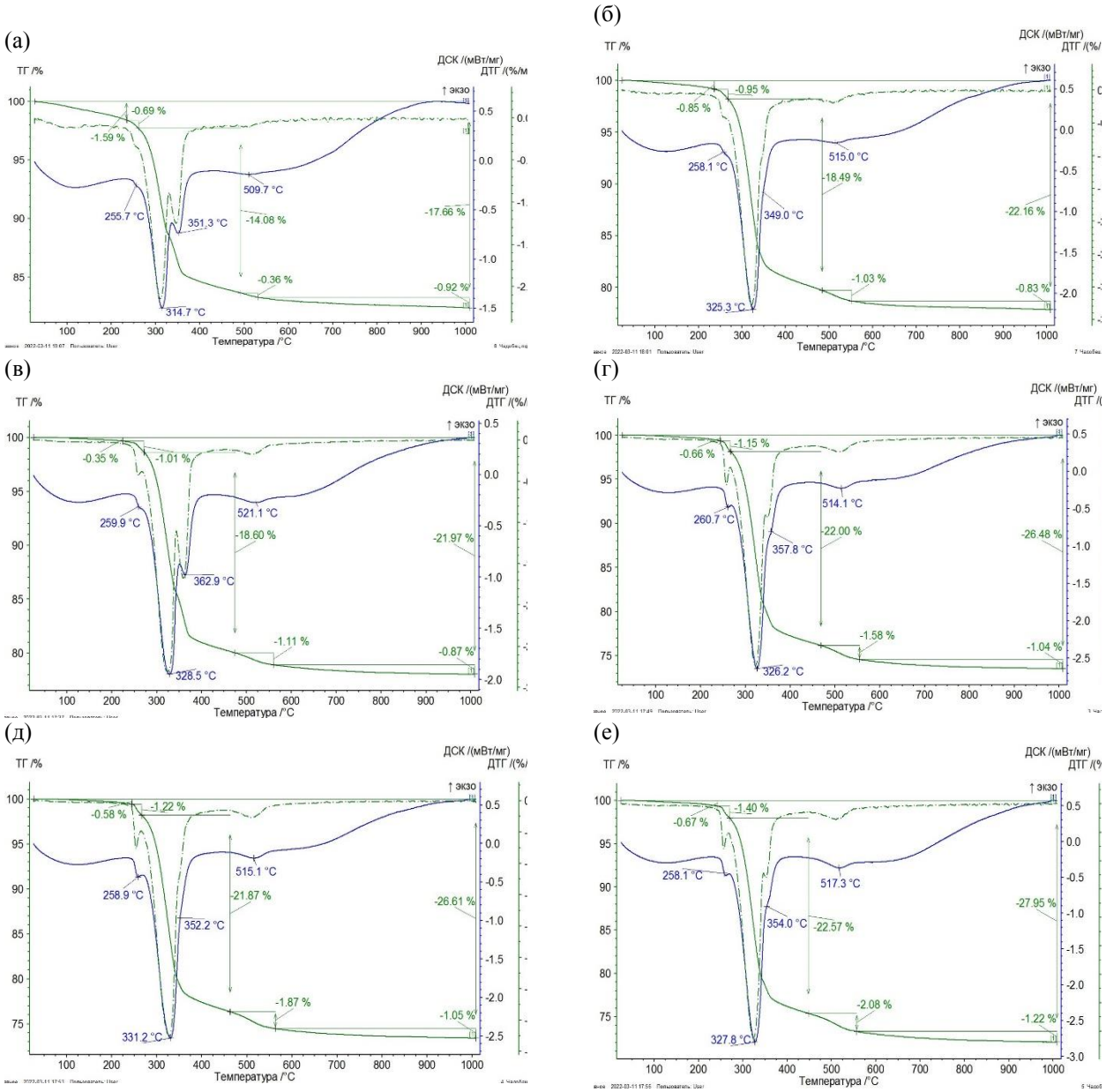
По характерным пикам на кривой ДСК можно наблюдать термическое превращение гиббсита. Из литературы известно, что в осадочных месторождениях бокситов на термической кривой в температурном интервале дегидратации гиббсита не наблюдается никаких осложнений (Боева и др., 2022). Известно, что размеры кристаллов в этой группе месторождений имеют очень маленькие размеры. По мере увеличения кристаллов гиббсита в левом плече эндотермического эффекта на кривых ДСК, приблизительно при температуре 260ºС появляется дополнительный пик. Именно при этой температуре по экспериментальным данным происходит образование бемита при нагревании (Egorova et al, 2018). В таблицу 1 сведены данные, полученные при интерпретации кривых ДСК бокситов, отобранных снизу вверх в бокситоносном профиле коры выветривания. В температурном интервале, при котором зарождается бемит в породе, последовательно, по мере увеличения размеров кристаллов гиббсита, происходит увеличение эндотермического пика (рис. 2 а-е) и потери массы на кривой ТГ, связанной с этим процессом. Бемит остается стабильным до температуры 400ºС. Дегидратация вновь образованного бемита происходит в температурном интервале 400-600ºС (Sato, 1987). Потери веса в этом интервале последовательно увеличиваются от первого образца к последнему. По кривым ТГ было определено содержание образованного при нагревании гиббсита минерала (табл. 1).

Табл. 1. Данные термического анализа

Номер образца	Содержание гиббсита и бемита в боксите, %	Процент гиббсита, перешедшего в бемит, %	Потеря веса при формировании фазы бемита (~255-265ºС), %	Потеря веса при обезвоживании бемита (~400-600ºС), %	Содержание бемита, образующегося при термическом разложении гиббсита, %
6	74.7	11.1	1.40	4.0	13.9
5	71.0	9.9	1.22	2.0	12.5
4	68.4	8.2	1.15	2.0	10.5
3	50.0	5.1	1.01	3.0	7.4
2	51.7	3.5	0.95	2.5	6.9
1	29.2	1.4	0.69	1.0	2.4

В результате различных физико-химических условий в различных частях профиля, происходит увеличение свободного пространства, способствующее росту кристаллов гиббсита. Чем выше залегает порода, тем она более пористая. Таким образом, снизу вверх в бокситоносном профиле коры выветривания размер кристаллов гиббсита увеличивается, усложняется его морфология. Методом термического анализа установлено, что чем больше размеры кристаллов гиббсита, тем больше бемита образуется при его нагревании.

Нами было изучено поведение воды в монтмориллоните Иджеванского, Никольского, Тихменевского месторождений при нагревании в атмосфере аргона и в воздушной среде. В результате проведенных опытов установлено, что при нагреве до 250ºС в атмосфере воздуха, из монтмориллонита уходит физически связанная вода. В атмосфере аргона при нагревании до 250ºС, уходит только адсорбционная вода из межслоевого пространства. Удалению осмотической воды из пор препятствует аргон, который значительно замедляет протонный обмен в минерале. Изменение массы натрового монтмориллонита Иджеванского месторождения, нагретого до температуры 250ºС в атмосфере аргона, составило 3,63%, энтальпия – 149,8 Дж/г, в воздушной среде эти показатели составили соответственно – 7,09% и 260,1 Дж/г (рис. 3). Данные по монтмориллониту из других месторождений оказались сопоставимы с приведенными выше. Р. Муни по изотермам адсорбции установил, что соотношение между количеством молекул воды в межслоевом пространстве монтмориллонита, адсорбированных на активных центрах поверхности и координированных противоионами адсорбционной части двойного электрического слоя, составляет примерно 1:1 (Mooney et al).



.

Рис. 2. Термические кривые образцов бокситов: а – 1, б – 2, в – 3, г – 4, д – 5, е – 6.

Таким образом, проведенные исследования показали возможности СТА в количественном определении содержания разных типов низкотемпературной воды в монтмориллоните

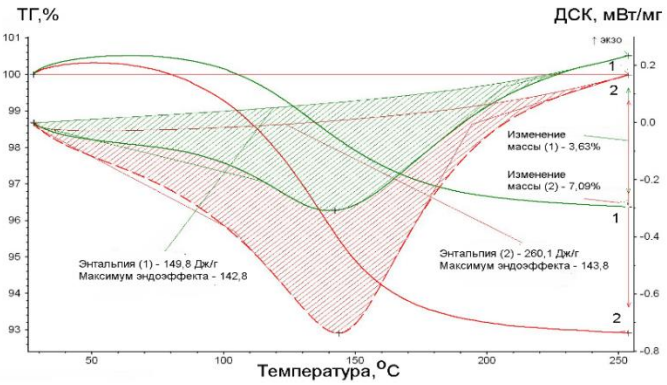


Рис. 3. ДСК и ТГ кривые Иджеванского монтмориллонита: 1 – снятого в атмосфере Ar, 2 – в присутствии воздушной среды

Результаты проведенных исследований позволили установить, что в познании и диагностике гипергенных минералов, термический анализ является таким же современным прецизионным методом как рентген, электронная микроскопия, ИКС, ЭПР и др. Он дополняет и детализирует эти методы, а в отдельных случаях – является наиболее информативным, простым и более корректным.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта Российской Федерации в лице Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.21.0018 (соглашение 075-15-2020-802).

Литература

Боева Н.М. Синхронный термический анализ как современный метод диагностики и изучения биогенных и абиогенных гипергенных минералов // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2016. № 3. С. 27-29.

Боева Н.М., Макарова М.А., Шипилова Е.С., Слукин А.Д., Мельников Ф.П., Каримова О.В., Бортников Н.С. Два генетических типа бокситов Центрального месторождения и их редкометальная минерализация (Сибирская платформа) // ДАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 23-34.

Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавкина Т.Н., Розинова Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра. 1974. 399с.

Пилоян Г.О. Введение в теорию термического анализа. М.: Наука, 1964, 232 с.

Egorova S.R., Mukhamed'yarova A.N., Nesterova O.V., Zhang Y., Skibina J.D., Lamberov A.A. Formation of Phases and Porous System in the Product of Hydrothermal Treatment of χ-Al2O3 // Coatings. 2018. V. 8. P. 1-30. https://doi.org/10.3390/coatings8010030.

4. Mooney R. W., Keenan A. G. and Wood L. A. Adsorption of Water Vapor by Montmorillonite. II. Effect of Exchangeable Ions and Lattice Swelling as Measured by X-Ray Diffraction // J.Amer.Chem.Soc. 1952. V.74.P.1371-1374.

3. Sato T. Thermal decomposition of aluminium hydroxides // J.Therm Anal. 1987; 32: 61-70.

Thermal analysis in lithology

Boeva N.M., Bortnikov N.S., Slukin A.D., Makarova M.A., Shipilova E.S., Melnikov F.P., Vnuchkov D.A.

Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS; Russia, 119017, Moscow, Staromonetny 35, boeva@igem.ru

Most of the sedimentary rocks consist of amorphous and cryptocrystalline supergene minerals invisible to the naked eye, so their diagnosis to be one of the most time-consuming tasks in geology. That is why the appearance of modern thermal analysis devices has allowed us to more clearly identify these minerals and obtain information about their crystal chemical properties. The main advantages of the thermal analysis method in the diagnosis of supergene minerals and the evolutions of their crystallomorphological properties in the processes of supergenesis consist in the ability to quantify the mineral content in rocks by changing the mass during heating, and to determine the area, width, index of asymmetry, height, temperature of the beginning, maximum and end of their manifestation by the parameters of complex endothermic and exothermic peaks and draw conclusions about the crystallomorphological properties of these minerals.

Keywords: thermal analysis, supergene minerals.

УДК 553.068.2 (470.6)

Металлогения верхнеюрских рифогенных образований Лагонакской ступени (Северный Кавказ)

Бойко Н.И.

Южный федеральный университет. Россия, 344090, Ростов-на-Дону, ул. Зорге, 40, boiko@sfedu.ru

Рассмотрено геологическое строение Мезмайского потенциального рудного поля, приуроченного к фациальному комплексу тыловых отложений позднеюрских барьерных рифов на Западном Кавказе. С учетом выявленных ранее закономерностей биогермообразования обосновано предположение, что источником полиметаллического оруденения на седиментационной стадии развития позднеюрского осадочно-породного бассейна являлись

халькофильные элементы глубоководной части моря и областей денудации. Для обоих случаев показана роль баровых рифогенных сооружений в транспортировке и мобилизации рудных компонентов. На постседиментационной стадии развития осадочно-породного бассейна рудообразование могло осуществляться в результате гравитационно-рассольного и элизионного катагенеза.

Ключевые слова: минерагения, рифы, Кавказ

Лагонакская ступень расположена на Западном Кавказе, в зоне сопряжения крупных разрывных нарушений общекавказского и субмеридионального направлений. К первым относятся Пшекиш-Тырныаузская и Ахтырская шовные зоны, отделяющие структуры Скифской плиты на севере от структур Большого Кавказа на юге. Вторые представлены Пшехинско-Адлерской системой разломов, разделяющей Западный и Центральный Кавказ. Ступень заключена между Курджипским и Цицинским субмеридиональными разломами, четко проявляясь в осадочном чехле.

Полиметаллическая минерализация в пределах Лагонакской ступени получила довольно широкое развитие в верхнем течении реки Курджипс – левого притока Кубани. Наиболее перспективные проявления приурочены к отложениям мезмайской свиты (кимеридж-титон) верхней юры (Бойко, Кандауров, 2006). Свита сложена пестроцветными глинами с прослоями известняков и доломитов. Протяженность зоны рудной минерализации в меридиональном направлении составляет более 20 км, при ширине от 1 до 2 км. Рудная минерализация представлена в основном вкрапленностью галенита, реже сфалерита в прослоях известняков и доломитов, залегающих в пестроцветных глинах. Галенит встречается главным образом в виде неправильной формы «сгустковых» вкрапленников размером от долей миллиметра до 3-4 мм, иногда до 8 мм. Он часто замещает детритовый материал раковин моллюсков и образует идиоморфные кубической формы кристаллы по стенкам трещин. По периферии зерен галенита развивается англезит и церуссит. Сфалерит образует мелкие неправильной формы и изометричные зерна размером до 0,02-0,03 мм. Часто эти минералы отмечаются в обуглившихся растительных остатках, вмещаемых как доломитами, так и более редкими пластами песчаников. Во всех случаях наблюдается рассеянный пирит. Он развивается повсеместно в нескольких разновидностях: глобулярной, колломорфной и кристаллической. В ассоциации с описанными минералами в виде тонких вкраплений встречаются халькопирит и борнит, часто замещающиеся халькозином, ковеллином и малахитом.

По данным химического анализа бороздовых проб (всего 41 проба) содержание свинца, цинка и меди в большинстве случаев составляет сотые доли процента. В 12-ти пробах содержание свинца достигает десятых долей (0,10-0,38) процента на опробованную мощность в 0,3-1,0 м. В одном случае на мощность 0,25 м содержание свинца составило 3,24 %, цинка – 5,49 %. В 4-х пробах содержание меди – 0,11-0,28 %.

Рудные пласты обнажаются спорадически. Чаще они перекрыты рыхлыми отложениями. Мощность рудовмещающих пластов известняка и доломита колеблется от 0,1 до 2,0 м, залегают они в глинах через 2-5 м и более. Полиметаллическая минерализация характеризуется крайне неравномерным распределением. Более густая вкрапленность приурочивается к участкам с повышенной трещиноватостью и обогащенным растительными остатками.

В комплексе со свинцом, цинком и медью повышенными содержаниями (на порядок выше кларковых) характеризуются серебро и золото. Наличие аномальных содержаний последнего в породах мезмайской свиты подтверждено и нашими работами (Бойко, 2000). Характерной особенностью размещения аномальных концентраций указанных элементов в поле минерализации является связь их с участками доломитизации тонкозернистых известняков, а также глинистыми и песчанистыми их разностями, обогащенными частыми включениями растительного детрита.

Анализ закономерностей распространения, выделенных в составе верхнеюрской карбонатно-эвапоритовой формации Западного Кавказа литолого-фациальных комплексов, с одной стороны, и вмещаемой ею рудной минерализации – с другой, свидетельствует об отчетливой приуроченности последней исключительно к тыловым образованиям барьерных рифов. Учитывая как известные ранее, так и выявленные нами закономерности биогермообразования, представляется возможным предположить, что источником рудного вещества полиметаллического оруденения в рифогенных комплексах Лагонакской ступени являлись прежде всего воды глубоководной части морского бассейна, существовавшего в позднеюрскую эпоху на территории современной складчатой области Большого Кавказа (Бойко, 1997). Они содержали металлы в растворенном, коллоидном и взвешенном состояниях. Значительная часть халькофильных элементов, особенно в растворенном и коллоидном видах, поглощалась и усваивалась планктоном. В кимериджско-титонское время, характеризовавшееся интенсивным эвапоритообразованием на шельфе Восточно-Кубанской впадины, имели место компенсационные течения из глубоководного бассейна в область соленакопления. Они привносили в зону барьерных рифов Лагонакской ступени, окаймляющих солеродный бассейн Восточно-Кубанской впадины со стороны открытого моря, не только огромное количество планктонных организмов, но и мобилизованное ими рудное вещество. Доказательством наличия таких течений

через барьерные рифы в эвапоритовый суббассейн Восточно-Кубанской впадины являются выявленные в зоне сопряжения горючие сланцы (Бойко и др. 1989).

Источником рудного вещества для рассматриваемых рифогенных полиметаллических проявлений Лагонакской ступени являются также халькофильные элементы областей денудации (Бойко, 1998). Они, поступая с прилегающей суши, в палеобассейне Восточно-Кубанской впадины оказывались в своего рода ловушке, ограниченной в зоне сопряжения с глубоководным морем рифогенными баровыми телами. В условиях эвапоритового седиментогенеза тяжелые остаточные растворы опускались на дно и, мобилизуя находящееся там привнесенное рудное вещество, стекали в сторону глубоководного моря Северо-Западного Кавказа. Здесь, на границе нормальной морской воды и плотных донных рассолов, при массовом поступлении фитопланктоногенного органического вещества, формирующего своеобразный геохимический экран, создавались благоприятные условия для образования сульфидных руд.

Литература

Бойко, Н.И. Металлогения позднеюрских рифогенных образований Западного Предкавказья / Н.И.Бойко // Разведка и охрана недр. - 1997. - № 6. - С. 5-7.

Бойко, Н.И. Геохимические особенности рифогенных образований / Н.И.Бойко // Литология и полезные ископаемые. - 1998. - № 2. - С. 145–152.

Бойко, Н.И. О золоторудной минерализации в позднеюрских рифогенных образованиях Северного Кавказа / Н.И. Бойко // Доклады РАН. - 2000. – Т. 370, № 3. - С. 350-352.

Бойко, Н.И. Металлогенические особенности потенциального Мезмайского рудного поля (Северный Кавказ) / Н.И.Бойко, А.С. Кандауров // Известия ВУЗов. Геология и разведка. - 2006. - № 1. - С. 43-47.

Бойко, Н.И. Горючие сланцы в верхнеюрских отложениях Северного Кавказа / Н.И. Бойко, Е.М. Пушкарский, Н.М.Седлецкая // Докл. АН СССР. – 1989. - Т. 305, № 6. С. 1455-1457.

Metallogeny of the Upper Jurassic riphogenic formations of the Lagonak stage (North Caucasus)

Boyko N.I.

Southern Federal University. Russia, 344090, Rostov-on-Don, Sorge str., 40, boiko@sfedu.ru

The geological structure of the Mezmai potential ore field, confined to the facies complex of the rear sediments of the Late Jurassic barrier reefs in the Western Caucasus, is considered. Taking into account the previously revealed patterns of bioherm formation, the assumption is substantiated that the source of polymetallic mineralization at the sedimentation stage of the development of the Late Jurassic sedimentary rock basin were chalcophilic elements of the deep sea and denudation areas. For both cases, the role of bar reef structures in the transportation and mobilization of ore components is shown. At the post-sedimentation stage of the sedimentary rock basin development, ore formation could be carried out as a result of gravity-brine and elysium catagenesis.

Keywords: minerageny, reefs, Caucasus

УДК 551.88 (551.3.051.1)

К вопросу о происхождении карбонатных стяжений в отложениях ергенинской свиты (Калмыкия)

Бондаренко[1,2] С.В., Никитин[1] А.В., Корнев[1] И.А.

1 - ФГБОУ ВО «Воронежский государственный университет». Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, kwarz@yandex.ru

2 - ФГБОУ ВО «Российский государственный геолоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе Старооскольский филиал». Россия, 394018, г. Старый Оскол, ул.Ленина, д.14/13, kwarz@yandex.ru

Аннотация. Среди отложений ерегнинской свиты встречаются карбонатные стяжения, которые по морфологии можно разделить на два вида: собственно стяжения типа ризоконкреций и псевдостяжения. В данных образованиях законсервированы текстурно-структурные особенности песков ергенинской свиты, которые могут уточнить господствующие фациальные условия формирования песков ергенинской свиты. По результатам

палинологического анализа в стяжениях выявлен палинологический комплекс верхнего миоцена.

Ключевые слова: ергенинская свита, аккырши, карбонатные стяжения, дельта

В связи с увеличением потребности в строительном минеральном сырье в Калмыкии, повысился спрос на геологическую информацию по месторождениям полезных ископаемых данной территории. В 2022 г. Инжиниринговым центром «I-Technology» ВГБОУ ВО «ВГУ» выполнялись «Научно-исследовательские и опытно-методические работы по изучению титан-циркониевых россыпей Ергенинского россыпного района (Республика Калмыкия)». Попутно с изучением перспективных на титан-циркониевые россыпи песков было обращено внимание на наличие в разрезах ерегнинской свиты карбонатных стяжений, которые собственно и являются объектом исследования данной работы.

Возраст отложений ергенинской свиты, как и их генезис, до настоящего времени остается дискуссионным [Застрожный, 2009]. Большинство исследователей придерживается точки зрения об аллювиальном их происхождении. Другие считают их флювиогляциальными, третьи прибрежноморскими. Изучение карбонатных стяжений из песков ергенинской свиты дает косвенные ответы о преобладающих фациальных обстановках и последующих литогенетических преобразованиях.

По литолого-минералогическим, фациальным и структурно-текстурным особенностям разрез свиты подразделяется на три части:

1) для нижней базальной части характерны грубо- и крупнозернистые кварцевые пески с примесью гравелитистого материала, крутопадающей косой и диагональной слоистостью, которые сменяются средне- и крупнозернистыми песками с разноориентированной косой, мульдообразной и горизонтальной слоистостью со следами подводного оползания осадков.
2) средняя часть разреза представлена крупно-, средне- и мелкозернистыми, преимущественно косослоистыми кварцевыми песками, переходящими вверх в слабонаклонные и горизонтальноволнистые. Крупнозернистые косослоистые пески слагают серии протяженностью до первых метров, слоистость в них подчеркнута градационной сортировкой материала и шлиховыми прослоями тяжелых минералов. Слойки в сериях распределены относительно равномерно и наклонены, как правило, в различных направлениях.
3) верхняя часть разреза сложена кварцевыми песками белого, светло- и желтовато-серого цвета. Среди них преобладают тонко- и мелкозернистые разности. Пески характеризуются повышенными содержаниями тяжелой фракции.

При выполнении работ на потенциальную рудоносность песков ергенинской свиты выявлены в ее пределах отдельные участки, осложненные карбонатными стяжениями. В опубликованных источниках упоминается о карбонатных стяжениях в отложениях ергенинской свиты, но детально их никто не рассматривает.

По морфологии исследуемые агрегаты можно разделить на два вида: собственно, стяжения стержневидной, трубковидной формы, ориентированный ортогонально поверхности наслоения (рис.1) и гроздевидной формы (рис.2), а также псевдостяжения дисковидной формы (рис. 3).

Стержневидные, веретеновидные, трубковидные стяжения представляют собой ризоконкреции, образующиеся по корням растений. Одной из разновидностей ризоконкреций являются аккырши – современные образования, карбонатные трубочки, формирующиеся по корням растений в пустынных, полупустынях и сухих степных районах. Размер аккыршей из отложений ергенинской свиты достигает по длинной оси 15-20 см. Диаметр от первых см до 5-7 см. Нередко они имеют разветвленную форму. Аккырши ориентированы ортогонально поверхностям наслоения. Встречаются в виде одиночных форм, но чаще образуют группы, внутри которых аккрыши могут быть «спутаны» между собой. Совокупность групп дает самостоятельный горизонт. На внутреннем срезе аккыршей хорошо выражен внутренний канал, который либо пустой, либо заполнен карбонатно-железисто-глинистым материалом, тем самым напоминая внутреннее строение корней растений.

Псевдоконкреции дисковидной формы, по всей видимости, представляют собой вертикальные участки послойной цементации песков ергенинской свиты, в т.ч., возможно, вокруг корней растений. После развивания ветром не сцементированного материала, а также отпрепарирования сцементированных участков на поверхности песков выступают дисковидные псевдостяжения. Диски наложены один на другой, тем самым формируются «конусы» различных диаметров и высоты.

Аккырши и псевдостяжения представляют собой мелкозернистый кварцевый песчаник на карбонатном, глинисто-карбонатном цементе. Они состоят из обломков кварца различной степени окатанности и пелитоморфного или тонкокристаллического кальцита. Кальцит в конкрециях кристаллизовался раздвигая частицы песка, проникая в поры и образуя, нередко, вокруг зерен кварца кайму из мелкокристаллического кальцита. Форма песчинок окатанная, полуокатанная, остроугольная, в отдельных случаях корродированная. Тип цемента контактово-поровый. Соотношение обломков неконформное



Рис. 1. Морфологические особенности стержневидных стяжений из отложений ергенинской свиты

Помимо рассмотренных карбонатных стяжений и псевдостяжений на поверхности ергенинских отложений отмечается наличие травертиноподобной плиты (рис. 4). Травертиноподобный известняк сложен пелитоморфным кальцитом с примесью обломков кварца (не более 10 – 15 %) в крустификационной кайме.

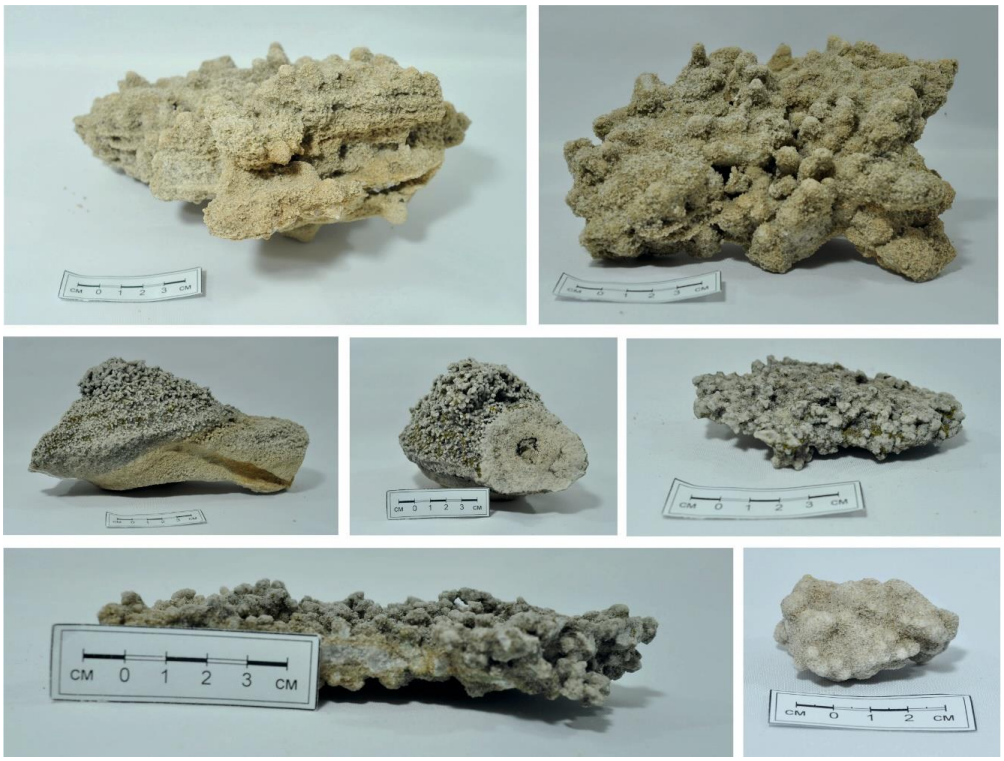


Рис. 2. Морфологические особенности гроздевидных стяжений из отложений ергенинской свиты



Рис. 3. Морфологические особенности дисковидных псевдостяжений из отложений ергенинской свиты



Рис.4. Травертиноподобные карбонатные образования с поверхности отложений ергенинской свиты

В биостратиграфической лаборатории ВГУ установлено наличие в стяжениях обедненного варианта палинокомплекса верхнего миоцена (сармат-миотического возраста), отложения которого вероятно размывались на рубеже миоцена-плиоцена [Ананова, 1974].

Условия образования аккыршей, карбонатных псевдостяжеий и травертиноподобных известняков в условиях сухих степей Калмыкии можно объяснить наложенными процессами, а именно формированием в процессе капиллярного поднятия вод и последующего их испарения, а также с инфильтрующихся вод атмосферного питания.

Травертиноподобные известняки, вероятно, могли формироваться на поверхности старых русел и участков временного разлива, в пониженных участках, куда могли периодически поступать холодные гидрокарбонатные воды. Последующее нагревание и испарение этих водоемов приводит к отложению известковистой массы

Особое внимание нужно обратить на то, что в аккыршах и дисковидных псевдостяжениях законсервированы текстурные признаки вмещающих пород, которые указывают на формирование песков ергенинской свиты в условиях дельты или прибрежно-морской территории [Ботвинкина, 1965].

Литература

Ананова Е. Н. Пыльца в неогеновых отложениях юга Русской равнины. Л., Изд-во Ленингр. Ун-та, 1974, с. 228.

Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. Москва, Изд-во «Наука», 1965. 265 с.

Застрожный А. С. Неоген Палео-Дона: стратиграфия и история палеогеографического развития / Автореф. дисс. на соискание степени к.г.-м.н.. С.-Петербург: ФГУП «ВСЕГЕИ», 2009. 26 с.

On the issue of the origin of carbonate nodules in the sediments of the Ergenin Formation (Kalmykia)

Bondarenko[1,2] S.V., Nikitin[1] A.V., Kornev[1] I.A.

1 - Voronezh State University, Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, kwarz@yandex.ru

2 - Russian State Geological Prospecting University named after. Sergo Ordzhonikidze Stary Oskol branch." Russia, 394018, Stary Oskol, Lenin St., 14/13, kwarz@yandex.ru

Annotation. Among the sediments of the Eregninskaya Formation there are carbonate concretions, which, according to morphology, can be divided into two types: proper concretions such as rhizoconcretions and pseudoconcretions. In these formations, the textural and structural features of the sands of the Ergeninsky formation are conserved, which can clarify the prevailing facies conditions for the formation of sands of the Ergeninsky formation. Based on the results of palynological analysis, a palynological complex of the Upper Miocene was identified in the nodules.

Key words: Ergeninsky formation, Akkyrshi, carbonate nodules, delta

УДК 553.2

Условия формирования барит-свинцовых, железных и марганцевых руд в карбонатных толщах месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верещагин О.С.

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, brusspb@yandex.ru

Месторождение Ушкатын-III находится в Центральном Казахстане в 300 км к западу от г. Караганда, в 15 км к северо-востоку от поселка Жайрем. Здесь в пределах единой пачки осадочных пород установлены экономически значимые залежи: а) гидротермальных руд свинца и барита, б) гидротермально-осадочных руд железа и марганца, в) гипергенных (окисленных) руд свинца и барита. Такого рода комплексные объекты в природе редки и заслуживают особого внимания, так как помогают понять взаимодействие процессов рудогенеза в осадочных комплексах. Месторождение активно изучалось в период 1960–80-х годов (Каюпова, 1974; Бузмаков и др., 1975; Рожнов, 1982; Калинин, 1985; Скрипченко, 1989; и др.). Позднее исследования были продолжены нами (Брусницын, 2020, 2021, 2022). Ключевые из полученных результатов сводятся к следующим.

Ключевые слова: Ушкатын III, минерализация, условия образования

Месторождение расположено в борту эпиконтинентальной рифтогенной структуры (Жальминского грабена), где приурочено к грабен-синклинальному прогибу второго порядка, ограниченному серией конседиментационных разломов глубинного заложения. Рудоносной является известняки верхнего девона, различающиеся по строению и условиям образования. В северо-восточной части месторождения вблизи крупного конседиментационного разлома залегают рифовые известняки и продукты их разрушения – известковые алевролиты, песчаники и брекчии. В рифовых известняках локализовано стратиформное барит-свинцовое оруденение. В южном и западном частях

месторождения рифогенные отложения вытесняются слоистыми органогенно-детритовыми известняками, вмещающие пласты железных и марганцевых руд. Эта пачка имеет хорошо выраженное цикличное строение с чередованием серых безрудных известняков и пород красного цвета, несущих оруденение. В разных сечениях пачки насчитывается от 5 до 14 ритмов. На месторождении развита мощная (в среднем 30–40 м) мезо-кайнозойская кора выветривания линейно-площадного типа. Зона окисления затрагивает преимущественно залежи барит-свинцовых руд. Гипергенные руды железа и марганца развиты фрагментарно, сейчас они практически полностью отработаны.

Главными минералами неокисленных барит-свинцовых руд являются кальцит, барит и галенит, второстепенными – кварц, гематит, сфалерит, пирит, шамозит, флюорит, родохрозит и др. Руды обладают типичными для гидротермальных образований текстурами – послойно-полосчатыми, гнездовидно-сетчатыми, сплошными пятнистыми, брекчиевидными и прожилковыми. Окисленные руды представляют собой пятнистую глинисто-песчаную массу, сложенную преимущественно баритом, церусситом, фосфатами свинца (минералами ряда фосфогедефан – пироморфит), кварцем, монтмориллонитом и каолинитом, и реликтовым галенитом. Железные руды практически нацело сложены кальцитом, гематитом и кварцем. В марганцевых рудах главные минералы представлены браунитом, гаусманнитом, родохрозитом, кальцитом, тефроитом, марганцевыми гумитами (сонолитом, аллеганитом), фриделитом, второстепенные – гематитом, якобситом, кариопилитом, клинохлором, пеннантитом и неотокитом. В железных и марганцевых рудах преобладают текстуры метаосадочных пород – линзовидно-слоистые, ритмично-полосчатые и т.п. Неокисленные барит-свинцовые и марганцевые руды имеют общие минералогические черты. В первых присутствует карбонат марганца, родохрозит, а во-вторых – барит, флюорит, галенит, сфалерит, Mn–Zn и Mn–Pb фазы: цинксодержащие гаусманнит и якобсит, гетеролит, кентролит и пиробелонит.

Условия залегания и строение барит-свинцовых руд четко указывает на их гидротермальное происхождение. По отношению к вмещающим известнякам барит-галенитовая минерализация явно вторичная, заполняющая открытое поровое пространство и цементирующее рыхлые слойки алевролитов и песчаников в карбонатных отложениях. Руды образовались в приповерхностных условиях в период формирования рифовых построек, внутри которых протекали процессы бактериальной сульфат-редукции, в результате чего поровые воды содержали как сульфат-ион, так и сероводород. Об этом свидетельствуют узкий стратиграфический размах оруденения, стратиформный тип залежи с локализацией барит-галенитовых скоплений почти исключительно в линзовидных телах рифовых известняков, приуроченность рудных тел к зоне “активного” в период накопления осадков конседиментационного разлома, но отсутствие оруденения на участках поздних тектонических нарушений как подстилающих, так и перекрывающих месторождение пород, текстурный облик руд, указывающий на их образование до начала складчатых деформаций осадочных толщ; изотопный состав серы, углерода и кислорода, несущий метки участия морской воды и раннедиагенетических бактериальных процессов в образовании барита, сульфидов и карбонатов.

Пространственная сопряженность барит-свинцовых, железных и марганцевых руд с локализацией, по крайней мере, части залежей на одном стратиграфическом уровне и в непосредственной близости друг от друга, а также общие черты минералогии указывают на генетическое родство разного составу оруденения. Вероятнее всего, все типы руд являются продуктами развития единой гидротермальной системы и образуются практически одновременно: барит-галенитовые скопления отлагались непосредственно на участке просачивания гидротерм на морское дно, а руды железа и марганца представляют собой дистальные фации металлоносные осадков.

Рассматривая генезис железных и марганцевых руд месторождения необходимо учитывать следующие факты.

1) По запасам марганцевых руд месторождение относится к категории крупных. Образование больших объемов металлоносных отложений требует не только интенсивной поставки железа и марганца, но и эффективной ловушки для рудного вещества. Согласно геологическим данным, такой ловушкой являлся относительно замкнутый участок морского бассейна, приуроченный к тектонической депрессии в борту рифтогенной системы.

2) Рудные залежи образовывались несколько раз в течение относительно короткого интервала времени. При этом периодические изменения условий седиментации были однотипны и сопровождались формированием идентичных ритмов пород (чередующихся слоев руд и известняков) по всему разрезу циклично построенной (флишоидной) рудоносной пачки.

3) Во всех породах железо- и марганценосной пачки установлены высокие (в 10 и более раз превышающие средние для земной коры значения) концентрации большой группы микроэлементов, типичных для гидротермальных барит-полиметаллических руд, прежде всего, Zn, Ba, Pb и As, а также Li, Be, Co, Ni, Ge, Sr, Y, Mo, Cd, Sb, W и Tl. Важно подчеркнуть, что сверхнормативные концентрации микроэлементов характерны не только для руд, но и для вмещающих их известняков (“фоновых” отложений). То есть формирование всей рудоносной пачки проходило при обогащении придонных вод

специфической группой элементов, поставка которых не прекращалась даже в те моменты, когда осаждения собственно железо- и марганценосных илов не происходило.

4) Накопление железа и марганца в морских бассейнах происходит в окислительных условиях в форме оксидов Fe^{3+} и Mn^{3+}/Mn^{4+}. Перевод марганца в твердую фазу требует более высоких концентраций кислорода в воде, чем это необходимо для осаждения железа. На месторождении Ушкатын-III в строении отдельных рудных залежей железо и марганец тесно ассоциируют, но при этом оба металла четко отделены друг от друга: каждый из них обогащает смежные, но самостоятельные пласты. Это возможно в случае, когда физико-химические условия придонных вод изменялись постепенно, без резких перепадов Eh, pH и других параметров.

С учетом сказанного, мы предлагаем следующую модель. Привносимые гидротермальными растворами железо и марганец не рассеивались в окружающем пространстве, а накапливались в морской воде более или менее замкнутого морского бассейна. Часть металлов осаждалась в прибрежных участках, где вода была насыщена кислородом. Особенно эффективно накапливалось железо. Основная же масса марганца концентрировалась в растворенном виде в отдельных депрессиях дна, где за счет биогенных процессов создавалась восстановительная (субоксическая) обстановка. Периодическое снижение уровня моря и связанное с этим поступление кислорода в придонную часть водоема приводило к окислению и осаждению накопившегося во впадинах марганца. Таким образом, в замкнутой акватории накопление марганценосных осадков контролируются не столько гидротермальной деятельностью и ее колебаниями, сколько вариациями концентраций кислорода в придонных водах, которые в свою очередь определяются глубиной бассейна.

Ритмичность гидротермальных процессов и изменения уровня моря могли быть связаны общими причинами, например, тектоническими движениями в фундаменте рифтогенной структуры. Но, могли развиваться и независимо друг от друга. В любом случае результирующая двух (или нескольких) периодических процессов также будет иметь ритмичную структуру, для рудоносной пачки – это флишоидное строение, что и наблюдается на месторождении Ушкатын-III.

Уникальность месторождения Ушкатын-III обусловлена сочетанием нескольких независимых факторов: интенсивном и продолжительном развитии рудоносной гидротермальной системы; наличие на смежных территориях разных типов геохимических барьеров (сульфат-сероводородного внутри рифогенных построек – для барит-свинцового оруденения, и кислородного в пределах замкнутой акватории – для железного и марганцевого); наличие изолированного участка морского бассейна как эффективной ловушки для рудного вещества; существовании спокойного гидродинамического режима и относительно медленной скорость накопления “фоновых осадков”, способствующих аккумуляции металлоносных отложений; позднее – реализации благоприятных для развития мощной зоны окисления палеогеографической и палеотектонической обстановок.

Исследования выполнены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров Санкт-Петербургского государственного университета «Рентгенодифракционные методы исследования», «Микроскопии и микроанализа» и «Геомодель».

Литература

Брусницын А.И., Кулешов В.Н., Садыков С.А., Перова Е.Н., Верещагин О.С. Изотопный состав ($\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$) и генезис марганценосных отложений месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан // Литология и полез. ископаемые, 2020. № 6. С. 522–548

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верещагин О.С., Ветрова М.Н. Геохимические особенности и условия накопления марганценосных отложений комплексного (Fe–Mn и $BaSO_4$–Pb) месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан // Геохимия, 2021. Т.66, № 7. С. 818–850.

Брусницын А.И., Садыков С.А., Перова Е.Н., Верещагин О.С. Генезис барит-галенитовых руд комплексного (Fe, Mn, Pb, $BaSO_4$) месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан: анализ геологических, минералогических и ($\delta^{34}S$, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) данных // Геология рудных месторождений, 2022. № 3. С. 247–275.

Бузмаков Е.И., Шибрик В.И., Рожнов А.А., Середа В.Я., Радченко Н.М. Стратиформные железо-марганцевые и полиметаллические месторождения Ушкатынского рудного поля (Центральный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 1975. № 1. С. 32–46.

Калинин В.В. Комплексные железо-марганцевые и цинк-свинец-баритовые руды месторождений Ушкатынской группы (Центральный Казахстан) / Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения. Отв. ред. И.В. Витовская. М.: Наука, 1985. С. 5–64.

Каюпова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. 232 С.

Рожнов А.А. Сравнительная характеристика марганцевых месторождений Атасуйского и Никопольско-чиатурского типов // Геология и геохимия марганца. М. Наука, 1982. С. 116–121.

Скрипченко Н.С. Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. И.: Недра, 1989. 207 с.

Conditions of formation of barite-lead, iron and manganese ores in carbonate strata of the Ushkatyn-III deposit, Central Kazakhstan

A.I.Brusnitsyn, E.N.Perova, O.S.Vereshchagin.

St. Petersburg State University, St. Petersburg, brusspb@yandex.ru

The Ushkatyn-III deposit is located in Central Kazakhstan, 300 km west of Karaganda, 15 km northeast of the village of Zhairem. Here, economically significant deposits of: a) hydrothermal ores of lead and barite, b) hydrothermal-sedimentary ores of iron and manganese, c) hypergenic (oxidized) ores of lead and barite have been established within a single sedimentary rock unit. Such complex objects are rare in nature and deserve special attention as they help to understand the interaction of oreogenesis processes in sedimentary complexes. The deposit was actively studied in the period of 1960-80s (Kayupova, 1974; Buzmakov et al., 1975; Rozhnov, 1982; Kalinin, 1985; Skripchenko, 1989; etc.). Later, the studies were continued by us (Brusnitsyn, 2020, 2021, 2022). The key results obtained are summarized as follows.

Keywords: Ushkatyn III, mineralization, formation conditions

УДК 552.5:550.4 (571.1)
Сидерит в юрско-нижнемеловых отложениях Западной Сибири

Вакуленко Л.Г.[1,2], Николенко О.Д.[1], Ян П.А. [1,2]

1 – Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Россия, 630090, г. Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, VakylenkoLG@ipgg.sbras.ru, NikolenkoOD@ipgg.sbras.ru, Yan PA@ipgg.sbras.ru

2 – Новосибирский государственный университет. Россия, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 1

Железистые карбонаты (сидериты) являются весьма распространенными минералами в терригенно-глинистом мезозое Западной Сибири, но при этом они остаются слабо изученными. Образуясь в разных условиях и на разных стадиях литогенеза под воздействием целого ряда факторов, сидериты характеризуются широким спектром структурно-минералогических разновидностей и обладают значительным диапазоном содержания изоморфных примесей Ca, Mg, Mn. По литературным данным и результатам собственных исследований рассмотрены петрографические, геохимические и изотопные характеристики некоторых сидеритов из разнофациальных юрско-нижнемеловых отложений, сделаны выводы относительно закономерностей их изменения в зависимости от генезиса минерала.

Ключевые слова: сидериты, условия образования, изотопный состав

В терригенно-глинистом юрско-нижнемеловом разрезе осадочного чехла Западно-Сибирской плиты заметную роль играют карбонатные минералы, формировавшиеся преимущественно на постседиментационных этапах развития. Но если наиболее распространенному кальциту и более редкому доломиту обычно уделяют пристальное внимание при анализе факторов формирования фильтрационно-емкостных свойств алеврито-песчаных пород-коллекторов, то карбонаты железистого ряда в этом случае практически не обсуждаются. В то же время заметное развитие, а часто и преобладание среди карбонатных минералов сидерита в глинистых породах дает возможность использовать его химический и изотопный состав в стадиальном анализе и при реконструкции условий формирования вмещающих отложений.

В процессе многолетних исследований мезозойских отложений Западно-Сибирского осадочного бассейна мы отмечали сидеритовую минерализацию в разнофациальных отложениях разного возраста, проявленную на большей части территории бассейна. Наибольшее развитие она получила в отложениях континентального и переходного (дельтового, заливно-лагунного) типов. 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 псевдоморфозы по отдельным фрагментам. Кроме того, пелитоморфный, часто сгустковый, а иногда рисовидный микро-тонкокристаллический сидерит развивается по биотиту, некоторым литокластам (обломкам сланцев, алеврито-глинистых пород, эффузивов). Изредка сидерит встречается в песчаниках в виде мелких сферолитов. По данным петрографических исследований

содержания сидерита в цементе алеврито-песчаных пород варьируют обычно от долей % до 7-10 %, редко увеличиваясь до 25-30 %. Более характерен и разнообразен по морфологии сидерит в глинистых породах, где он зачастую является преобладающим карбонатным минералом. Наиболее распространенный пелитоморфный, слабо перекристаллизованный сидерит кроме сгустков и пятен формирует отдельные пластовые тела мощностью до 0,1-0,2 м, конкреции разнообразной формы и размеров, а также фитоморфозы. Отмечалось микроглобулярное строение сидерита, которое может свидетельствовать о наличии биоморфных структур. В последние десятилетия активно обсуждается роль микробиальной деятельности при формировании сидеритов Русской плиты, Приуралья, Северного Вьетнама (Ветошкина, 2006; Гептнер и др., 2016; Антошкина и др., 2017 и др.), однако, для Западно-Сибирского бассейна этот вопрос требует дальнейшего изучения. Кроме того, в глинистых толщах на некоторых уровнях (наиболее ярко в нижнеюрской тогурской свите) сидерит формирует скопления крупных сферолитов (от 0,1-0,2 до 0,5-0,7 мм). Сидеритовая минерализация, как считают большинство литологов, а также авторы тезисов, приурочена в основном к стадии диагенеза. В катагенезе формируется наиболее перекристаллизованный тонкокристаллический ромбоэдрический (округленно-ромбоэдрический, неправильно-ромбоэдрический, удлиненно-ромбоэдрический, называемый рисовидным или овсяным) сидерит в аргиллитах и песчаниках, а также пелитоморфный и рисовидный сидерит, развивающийся по биотиту.

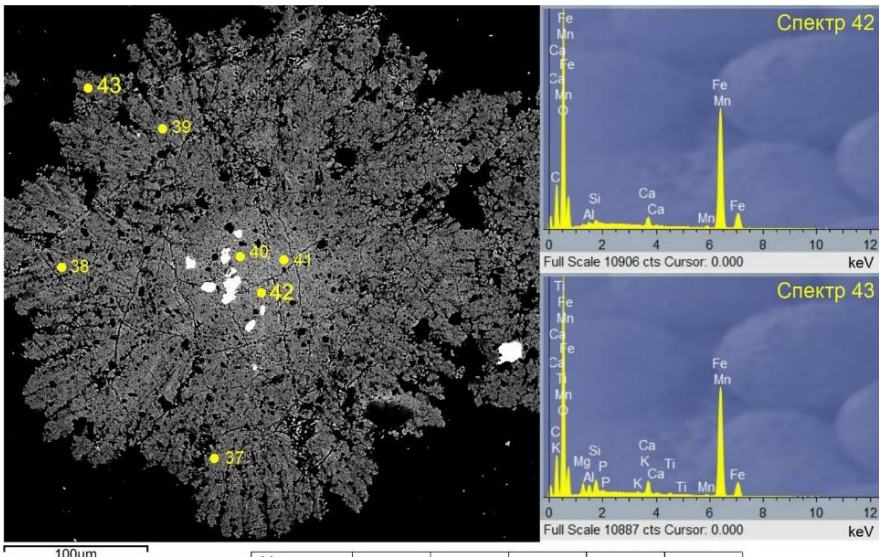
В ряде публикаций, помимо особенностей проявления сидеритовой минерализации в породах осадочного чехла Западно-Сибирской плиты, рассматриваются изменения состава сидерита в зависимости от генезиса этого минерала. Так уже в работах Г.Н. Перозио (Перозио, Мандрикова, 1967; Перозио, 1971 и др.) было показано, что диагенетические генерации Fe-карбоната представлены сидеритом и Ca-сидероплезитом (повышенное содержание Mg), а более поздние генерации (конец диагенеза-начало эпигенеза) характеризуются частым замещением Fe^{2+}на Ca^{2+}, Mg^{2+} и Mn^{2+} и формированием Ca и Mn-Ca-сидероплезитов и Ca-пистомезитов. В публикации томских исследователей (Баженов и др., 1994) более детально рассмотрен сидерит из глинистых нижнеюрских толщ, служащих флюидоупорами для палеозойских резервуаров. Выделен первично-осадочный пелитоморфный сидерит, формирующий бурые пятна удлиненной формы, либо слагающий основную массу глинисто-сидеритовых пород озерно-болотных отложений нижнетоарской тогурской свиты. Новообразованный вторичный (эпигенетический или наложенный, в зоне воздействия залежей углеводородов) сидерит формирует секущие прожилки, сферолиты (0,2-0,3 мм) и сферолитовые стяжения (до 10-12 мм). Установлено существенное различие первичных и вторичных сидеритов по химическому и изотопному составу. Первичные сидериты представлены известковой разновидностью – сидеродотом (до 5,59 % CaO), а вторичные обогащены Mn (5-8,65 % MnO) – манганосидериты. В публикации (Недоливко и др., 2001), рассматривающей карбонаты в юрских отложениях юго-востока Западной Сибири, отмечено преобладание сидеритов среди диагенетических карбонатов глинистых пород. В их составе постоянно присутствует примесь Ca, Mg, Mn, что позволяет отнести их к Ca-Mn- и Ca-сидероплезитам и сидеродотам. В песчаниках развит диагенетический сидероплезит с повышенными по сравнению с глинистыми породами содержаниями Mg и пониженными - Ca и Mn. Незначительно проявленный катагенетический сидерит представлен пистомезитом (обогащен Mg).

Нами выполнен небольшой объем изотопно-геохимических исследований сидеритов из юрских отложений Западной Сибири, а также изучение их на сканирующем микроскопе с энергодисперсионным спектрометром. Полученные данные позволили сделать предварительные выводы, которые в дальнейшем будут уточняться и дополняться. По составу соляно-кислотных вытяжек, определенных методом ICP-MS в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, изученные сидериты содержат разное количество примесей Mg, Ca, Mn. Морские сидериты (верхи тюменской, низы васюганской свит) обогащены Ca (11,6-25,3 % $CaCO_3$) и Mg (10,0-13,5 % $MgCO_3$) и относятся к сидероплезитам – сидеродотам (по Г.И.Теодоровичу, 1958). В них постоянно отмечается $SrCO_3$ (0,1-0,2 %), содержание $FeCO_3$ составляет 63,5-74,8 %. В континентальных и субконтинентальных сидеритах (урманская, тогурская, тюменская свиты) содержание примесей значительно снижается ($FeCO_3$ – 78,4-90,5 %): $MgCO_3$ – 3,6-11,4 %; $CaCO_3$ – 3,5-7,8 %. Наиболее чистый сидерит слагает сферолитовые агрегаты в глинистых породах тогурской свиты на юго-востоке Западно-Сибирского бассейна. При более детальном изучении указанных агрегатов на сканирующем микроскопе с энергодисперсионным спектрометром было установлено изменение их состава по площади сферолитов (Рис. 1). Так в центральных участках сферолитов содержание FeO варьирует от 58,0 до 60,0, среднее 58,81 %, CaO -1,13-3,28, среднее 1,84 %; MnO – 0,0-0,68, среднее 0,45 %, в единичных образцах отмечается примесь Mg (MgO – 0,0-0,5, среднее 0,06 %). В радиально-лучистой зоне содержание FeO - 51,77-58,17, среднее 55,48 %; CaO -1,13-3,28, среднее 1,84 %; MnO – 0,0-0,43, среднее 0,19 %. В большинстве точек отмечается примесь Mg (MgO – 0,0-2,47, среднее – 0,87 %). Также было установлено обогащение примесными Ca, Mg и Mn участков перекристаллизованного сидерита по сравнению с сидеритом пелитоморфным. Несколько генераций сидерита, различающиеся по составу, зафиксированы в сканирующем микроскопе и в песчаниках. Так наиболее чистый сидерит из изученных (FeO - 46,54-53,5, среднее 49,58 %) – перекристаллизованный микро-

тонкокристаллический поровый, представлен сидероплезитом с примесью Mg (MgO – 7,27-13,5, среднее – 11,21 %) и незначительно MnO – 0,7-4,69, среднее 1,5 % и CaO – 0,28-1,82, среднее 1,0 %. Близок ему по составу тонкокристаллический рисовидный и неправильно-ромбоэдрический сидерит, формировавшийся, вероятно, в катагенезе в межзерновом пространстве по каолинитовому цементу. В нем несколько снижены содержания Fe (FeO среднее 46,1 %) и примесей Mg (MgO среднее 10,1 %) и Mn (MnO среднее 1,1 %), но увеличено содержание Ca (CaO среднее 4,21 %). Наиболее обогащен примесью Mg (MgO среднее 13,73 %) катагенетический сидерит, развивающийся по биотиту. В нем наиболее низкие содержания FeO – среднее 41,85 %; MnO -0,49 % и CaO – 0,3 %.

Очень немногочисленны опубликованные данные с изотопным составом углерода и кислорода западно-сибирских сидеритов. В первых публикациях, рассмотревших подобные результаты (Галимов, 1968; Галимов, Мазур, 1972), было отмечено, что сидериты отличаются от других карбонатов более высокими значениями $\delta^{13}C$ и более широким диапазоном их изменений. Для исследованных указанными авторами седиментационно-диагенетических сидеритов из верхнеюрско-нижнемеловых алеврито-глинистых пород центральной части Западной Сибири определены значения $\delta^{13}C$, незначительно варьирующие от -0,95 до 0,7 ‰. Положительные значения привязаны к зоне хорошо аэрируемого шельфа, окислительным условиям, нормальной солености. Отрицательные значения связаны с изменением редокс-обстановок в сторону восстановительных условий, повышением или понижением солености. По результатам томских исследователей (Баженов и др., 1994) нижнетоарские первично-осадочные сидериты с повышенным Ca (сидеродоты) обогащены, по сравнению с вторичными, тяжелым изотопом углерода ($\delta^{13}C$ - -5,8…-3,9 ‰) и легким изотопом кислорода ($\delta^{18}O$ - 13,1…15,9 ‰). Для вторичных манганосидеритов изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$ - -9,4…-6,4 ‰) и кислорода ($\delta^{18}O$ – 18…18,9 ‰) свидетельствуют по мнению авторов об их образовании без участия гидротермального воздействия, а связано с влиянием залежей УВ.

Для более детально изученных сидеритов из мезозойских отложений северо-востока Русской плиты зафиксирован значительный разброс значений $\delta^{13}C$ – от -19,8 до 2,8 ‰ и $\delta^{18}O$ – от 5,4 до 30,6 ‰ (Ветошкина, 2005, 2007). При этом одна из генераций сидеритов континентальных и прибрежно-континентальных фаций характеризуется отрицательными значениями $\delta^{13}C$, а более поздняя генерация отличается утяжеленным углеродом. Автор объясняет это уменьшающимся вкладом органогенного CO_2 в процессе диагенеза. Для сидеритов морских отложений установлена прямая зависимость утяжеления изотопного состава углерода и соотношения Mg/Ca, что согласуется со стадийностью сидеритообразования. Изменения значений $\delta^{18}O$ отражают влияние изотопно-легкой метеорной воды и палеоклиматические изменения.



	№ спектра	MgO	P2O5	CaO	MnO	FeO
центр сферолита	40	-	-	1,13	0,47	59,99
	41	-	-	1,18	0,64	59,28
	42	-	-	1,55	0,68	58,55
лучи сферолита	37	-	0,84	2,24	0,22	56,94
	38	0,93	0,54	1,58	0,21	56,08
	39	-	0,82	2,07	-	56,71
	43	2,47	0,37	2,25	0,35	51,77

Рис. 1. Результаты исследования сферолитов сидерита в электронном микроскопе

В зарубежных публикациях вариации изотопного состава сидеритов рассмотрены в обзоре P.S. Mozley, P. Wersin (1992): $\delta^{13}C$ – от -25 до 22 ‰ и $\delta^{18}O$ – от -23 до 8 ‰ PDB. Авторы отмечают, что сидериты со значениями $\delta^{13}C$ < -8 ‰ скорее всего морского, а со значениями $\delta^{18}O$ < -13 ‰ и

положительными значениями $\delta^{13}C$ – неморского происхождения. Появившиеся в последнее десятилетие данные в целом укладываются в указанный диапазон значений, в то же время результаты исследований дают более глубокое понимание механизмов процессов, происходящих в диагенезе (Franchi et al., 2017; Tang et al., 2018 et al.)

Результаты наших исследований (аналитик А.Н. Пыряев) демонстрируют довольно заметную разницу изотопного состава разнофациальных сидеритов. Морские сидериты характеризуются утяжеленным составом кислорода ($\delta^{18}O$ - 22,3…24,4 ‰ SMOW), отличающим их от континентальных и субконтинентальных ($\delta^{18}O$ - 13,5…17,6 ‰), формирующихся в пресноводных и солоноватоводных условиях. Наиболее облегчен по углероду сидерит, образующий псевдоморфозы по обильным остаткам корней растений в глинистых породах тогурской свиты ($\delta^{13}C$ - -8,7 ‰), что свидетельствует о значительном участии органической углекислоты при его формировании. Незначительное облегчение ($\delta^{13}C$ - -2,4 ‰) отмечено также для пелитоморфного и микрокристаллического сидерита порового цемента русловых песчаников, где он также наблюдается в парагенезе с фрагментами углефицированной растительности. В морских сидеритах отмечены незначительные вариации $\delta^{13}C$ – 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 ($\delta^{13}C$ – 0,2…5,5 ‰).

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

Литература

Антошкина А.И. Генезис сидеритовых конкреций из терригенной толщи нижнего карбона на Приполярном Урале / А.И. Антошкина, Н.Н. Рябинкина, О.В Валяева // Литология и полезные ископаемые. - 2017. - №2. - С. 130-144.

Баженов В.А. Вторичное минералообразование в покрышках месторождений УВ / В.А. Баженов, Н.М. Недоливко, И.Г. Симанова // Геология и геофизика. - 1994. - №10. - С. 61-66.

Ветошкина О.С. Сидерит мезозойских отложений Нижневычегодской впадины / О.С. Ветошкина. - Автореферат дисс. на соискание уч. степени к.г.-м.н. - Сыктывкар. - 2006. - 20 с.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода / Э.М. Галимов - М.: Недра, 1968.- 224 с.

Галимов Э.М. Связь изотопного состава углерода сидеритов с фациальной характеристикой отложений и условиями существования фауны / Э.М. Галимов, В.М. Мазур // Известия ВУЗов. - 1972. - № 10. - С. 26-32.

Гептнер А.Р. Пластовые сидериты пресноводных неогеновых отложений Вьетнама / А.Р. Гептнер, В.В. Петрова, Фан Донг Фа, Нгуен Хуан Хуэн, Ле Тхи Нгинь // Литология и полезные ископаемые. – 2016.- № 2.- С. 150-167.

Недоливко Н.М. Карбонаты в юрских отложениях юго-восточной части Нюрольской впадины (Томская область) / Н.М. Недоливко, Е.А. Жуковская, В.А. Баженов // Геология и геофизика. - 2001. - Т. 42. - № 3. - С. 491-501.

Перозио Г.Н. Геохимия малых элементов в карбонатный этап начального эпигенеза / Г.Н. Перозио, Н.Т. Мандрикова // Вопросы литологии м геохимии Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС. – 1967. – С. 102-114.

Перозио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород Западно-Сибирской низменности / Г.Н. Перозио - М.: Недра, 1971. - 159 с.

Franchi F. Authigenic minerals from the Paola Ridge (southern Tyrrhenian Sea): Evidences of episodic methane seepage / F. Franchi, M. Rovere, F. Gamberi, H. Rashed, O. Vaselli, F. Tassi // Marine and Petroleum Geology. - 2017. – V. 86. – P. 228-247.

Mozley P.S. Isotopic composition of siderite as an indicator of depositional environment / P.S. Mozley, P. Wersin // Geology. – 1992. – V. 20. – P. 817-820.

Tang D. Stratiform siderites from the Mesoproterozoic Xiamaling formation in North China: Genesis and environmental implications / D. Tang, X. Shi, G. Jiang, T. Wu, J. Ma, X. Zhou // Gondwana Research. - 2018. - V. 58. – P. 1-15.

Siderite in the Jurassic-Lower Cretaceous deposits of Western Siberia

Vakulenko L.G. [1,2], Nikolenko O.D.[1], Yan P.A.[1,2]

1 – Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS. Russia, 630090, Novosibirsk, Koptug ave. 3, VakylenkoLG@ipgg.sbras.ru, NikolenkoOD@ipgg.sbras.ru, Yan PA@ipgg.sbras.ru

2 – Novosibirsk State University. Russia, 630090, Pirogova str. 1

Ferruginous carbonates are very common in the terrigenous-clay Mesozoic of Western Siberia, but they are remains poorly understood. They are formed under different conditions, at different stages of lithogenesis, under the influence of a number of factors, are characterized by a wide range of structural and petrographic varieties and have a significant range of content of isomorphic impurities Ca, Mg, Mn. According to the literature data and our own observations, the geochemical and isotopic characteristics of some siderites from Jurassic-Lower Cretaceous deposits of different facies are considered. Assumptions about the patterns of their change depending on the genesis are made.
Keywords: siderites, formation conditions, isotopic composition

УДК 552.54:551.736.1(470.13)

Биогенные микроструктуры в нижнепермских карбонатных отложениях, Южный Тиман

Ветошкина О.С., Радаев В.А.

Институт геологии имени академика Н.П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения РАН. Россия, 167982, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54, vetoshkina@geo.komisc.ru

В работе представлены результаты исследований биогенных микроструктур и биоминерализации, обусловленной бактериями, в карбонатных породах, содержащих ооиды, из нижнепермского разреза Южного Тимана, которые имели доломитовый и кальцитовый минеральный состав. С помощью сканирующего электронного микроскопа были идентифицированы минерализованные тела микроорганизмов, бактериальные биопленки, сохранившиеся в различных формах. Данные по изотопному составу углерода и кислорода показали, что формирование нижнепермских ооидных отложений происходило в условиях соленых лагун.
Ключевые слова: карбонатные отложения, ооиды, биогенные микроструктуры

Значение микробиоты при образовании минералов и пород в последнее время широко обсуждается. Карбонатизация, фосфатизация, ожелезнение и окремнение являются наиболее распространенными типами биоминерализации, происходящими при посредничестве бактерий.

Работа посвящена исследованиям микроструктуры, состава биогенных образований, в происхождении которых микроорганизмы играли важную роль. В качестве объекта исследования были выбраны нижнепермские известняки и доломиты, выходы которых приурочены к верхнему течению реки Вычегды (Южный Тиман). Карбонатные отложения, огибающие Джеджимпарму, представлены преимущественно мелководно-морскими и лагунными осадками.

По рентгенографическим данным преобладающие минералы доломит и кальцит иногда присутствуют совместно. На основании электронно-микроскопических исследований (сканирующий электронный микроскоп ThermoFischer Scientific Axia ChemiSEM с энергодисперсионной приставкой TrueSight, углеродное напыление, ЦКП «Геонаука», ИГ ФИЦ Коми УрО РАН) были выделены морфологические признаки, которые показывают присутствие и деятельность микроорганизмов при формировании карбонатов. Очевидно, что постседиментационные процессы в этих отложениях ограничены диагенезом.

Важными компонентами в карбонатных отложениях являются ооиды. Доломитовые ооиды представляют собой изолированные, обособленные образования сферической, эллипсоидной форм, размер которых составляет от 0,5 до 2 мм (рис. 1). Для них характерно концентрическое строение (рис. 2) Карбонатная оболочка (кора) может состоять из одного или нескольких слоев микрозернистых кристаллов.

Изотопный состав углерода (до 6,5‰ PDB) и кислорода (до -2,7‰ PDB) в карбонатных породах указывает на условия соленой лагуны (Кулешов, 2001).

В образцах встречаются литифицированные остатки микроорганизмов. Концентрические слои включают скопления псевдоморфоз (рис. 2) по разного типа бактериальным остаткам. Видны мелкие округлые, иногда овальные микрофоссилии с тонкой, гладкой оболочкой, подобные коккоидным бактериям. Диаметр их варьирует от 15 до 30 мкм. Они встречаются одиночно или в виде колоний. При минерализации микроорганизмов нередко сохраняются детали их строения, проявляются реликты внутренней структуры.

В кальцитовых ооидах обнаружен еще один тип микроструктур – тонкие обволакивающие минерализованные биопленки (рис. 4), которые, скорее всего, представляли собой органическую бактериальную слизь, обильно покрывающую колонию при жизни. Еще в середине прошлого века было известно, что начало образования карбоната, как в природных условиях, так и в бактериальных

культурах происходит в слизистых выделениях бактерий (Исаченко, 1951). На пленке сохранились сформированные субмикроскопические выделения карбоната кальция.



Рис. 1. Нижнепермский ооидный доломит.

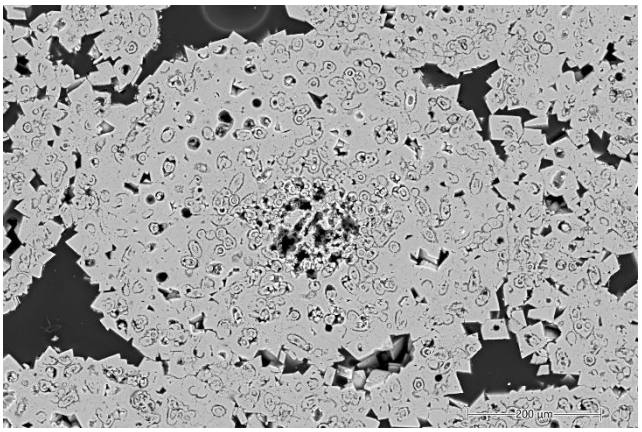


Рис. 2. Срез доломитового ооида

Часто на поверхности кристаллов в ооидах наблюдаются углеродистые микрообразования биогенной природы в виде пленок и нитей, сохранившихся в различных формах (рис. 3 а, б). Морфологически нити вполне отвечают фоссилизированным остаткам цианобактерий (Ископаемые бактерии, 2011). Но это определение достаточно условное, требующее уточнения.

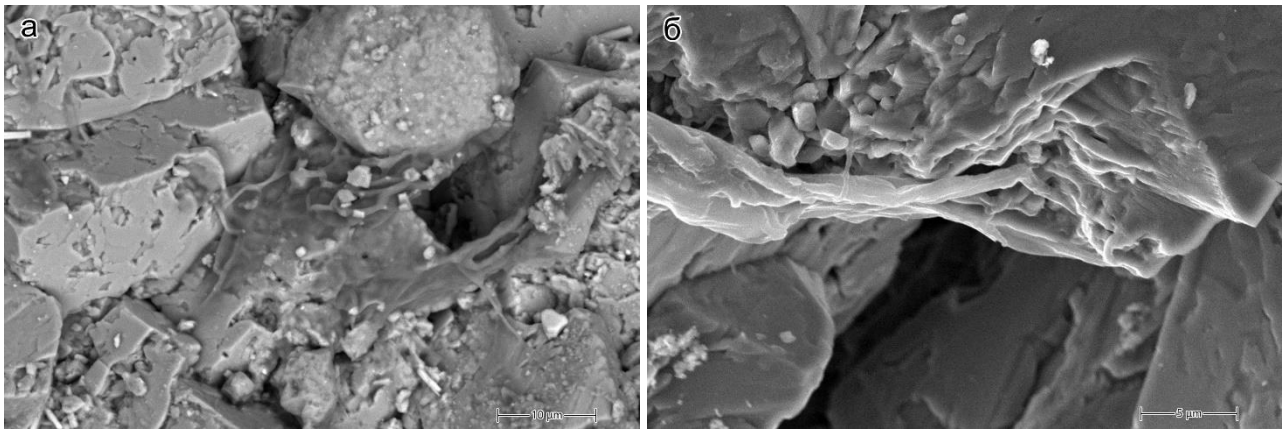


Рис. 3. Фоссилизированные микрообразования биогенной природы в нижнепермских ооидах: (а) биопленки; (б) нитевидные формы, похожие на цианобактерии

Карбонатные микробиолиты, ооиды/оолиты/онколиты, ранее рассматривались, во-первых, как абиотические зерна, образовавшиеся чисто хемогенным равномерным обрастанием зародыша кальцитом в подвижной среде, в результате перемещения теплых вод, перенасыщенных $CaCO_3$ (Sumner, Grotzinger, 1993 и др.), во-вторых, как результат жизнедеятельности бактерий или водорослей (Е. Кальковский и другие). Например, экспериментально показано (Орлеанский и др. 2002), что образование древних ископаемых онколитов это не литификация кокковых организмов фито-зоопроисхождения, а продукт жизнедеятельности нитчатых цианобактерий. Некоторые метаболические процессы (фотосинтез цианобактерий и восстановление сульфатов), осуществляемые гетеротрофными бактериями, могут нарушать динамическое равновесие, повышать щелочность воды и, следовательно, способствовать осаждению карбонатов (Antoshkina et al., 2020). В зависимости от величины щелочности создаваемой среды осаждаются либо карбонаты кальция, либо магнезиальные карбонаты в виде доломита и магнезита (Кузнецов, Журавлева, 2022). Доломитизация обусловлена именно активной микробиальной деятельностью, которая сугубо локально определила высокую щелочность среды и осаждение в связи с этим магнезиальных карбонатов. Последние, скорее всего, в диагенезе кристаллизовались в виде доломита (Кузнецов, Журавлева, 2022).

Некоторые исследователи, обнаружившие следы микробов в ооидах, отметили их важное участие в осаждении карбонатов и формировании ооидов (O'Reilly, 2017 и др.). Другие исследователи, обнаружив присутствие микроорганизмов в ооидах и классических оолитах, предположили, что микробы участвовали только в процессах разложения на поверхности корок (Trouer et al., 2018 и др.). Шульц (1962), изучая современные оолиты Каспийского моря, пришел к выводу, что при формировании

каждого концентрического слоя сначала осаждался слой аморфного вещества, а затем происходило постепенное образование микрокристаллов кальцита. Аморфная фаза наночастиц карбоната кальция является промежуточным побочным продуктом биоминерализации (Addadi et al., 2003 и др.). Предложена модель карбонатной биоминерализации (Dupraz, Visscher, 2005) путем зародышеобразования кристаллов опосредованно на рекомбинированном EPS карбонатного осадка после его бактериального разложения. Согласно электронно-микроскопическим исследованиям ооидов (Antoshkina et al., 2020), именно этот механизм определяет органоминерализацию при их образовании. При исследовании природы и механизма органоминерализации в палеозойских карбонатных ооидах было отмечено присутствие зародышей нанозерен аморфного карбоната кальция в минерализованных биопленках, в том числе реликтов EPS, не только на поверхностях образовавшихся ооидных корок, но и в структуре этих корок (Antoshkina et al., 2020).

Новые данные, полученные при изучении карбонатных отложений, в том числе ооидных, из разреза нижней перми, подтвердили связь между микробами и органоминерализацией, и позволили найти дополнительные свидетельства предложенным ранее моделям органоминерализации при образовании ископаемых ооидов. Во-первых, между слоями карбоната обнаружены оболочки (рис. 3а) органического материала (органические субстанции) – реликты бактериальных пленок (?). Быть может, именно они могли создать ту локальную биогеохимическую обстановку, которая обусловила выделение карбоната. В ископаемых оолитах эти бывшие микробиальные пленки представлены органическим веществом – липидными компонентами (Кузнецов, Журавлева, 2022). Кроме того, в нижнепермских кальцитовых ооидах видно начало процесса органоминерализации – образование зерен карбоната кальция на минерализованной биопленке (рис. 4). Как отмечали ранее (Antoshkina et al., 2020), дальнейшее развитие АСС приводит к образованию кристаллической фазы карбоната кальция, образующей новый слой оболочки поверх существующего слоя.

Установлено широкое развитие железосодержащей минерализации в карбонатной породе. Одной из форм выделения минералов железа являются фрамбоиды, сложенные микрокристаллами пирита октаэдрического габитуса. Встречаются кристаллы пирита в виде россыпи. Размер фрамбоидов пирита колеблется в основном от 5 до 15 мкм, а размер кристаллитов около 1 мкм. Наличие именно фрамбоидальных форм пирита подтверждает бактериальную природу его образования и свидетельствует о том, что их формирование происходило в восстановительных условиях богатого органическим веществом осадка, и связано с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, создающих сероводородную среду (Волков, 1984).

Иной тип сульфидов железа представлен агрегатами, похожими на сферические друзы кристаллов размером до 2 мкм. Судя по микрозондовым исследованиям, железо в породе не всегда присутствует в форме сульфидов. В образцах обнаружены железосодержащие фазы с низким содержанием или отсутствием серы. Форма их выделений кроме фрамбоидальной звездчатая, амебовидная, напоминающая пчелиные соты. Минералы железа в данном случае рассматриваются как продукты окисления пирита в приповерхностных условиях с формированием оксидов и/или гидроксидов железа. Наблюдаются отдельные глобули и глобулярные агрегаты в виде полых округлых и овальных наростов диаметром 3-10 мкм, также, несомненно, биогенного генезиса. Их наружная поверхность имеет ажурное строение. По-видимому, данные фазы представляют собой минерализованный гликокаликс, образованный микроорганизмами (Бактериальная палеонтология, 2002). Полости, скорее всего, были образованы в результате выделения метаболических газов. Встречаются мелкие округлые образования до 2 мкм, подобные скоплениям коккоидных бактерий (рис. 5). Эти формы содержат в основном Fe, Ca, Mg и Si.

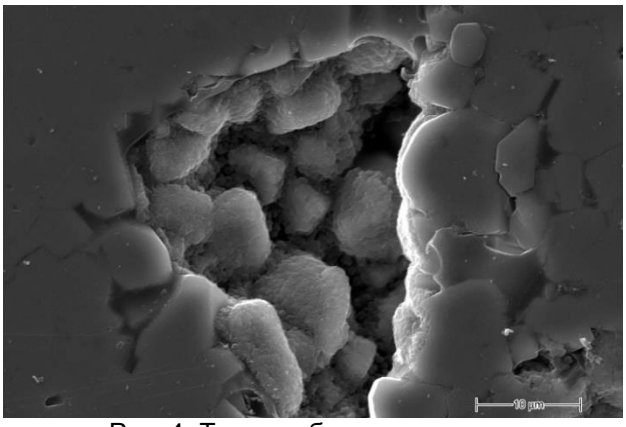


Рис. 4. Тонкие обволакивающие минерализованные биопленки

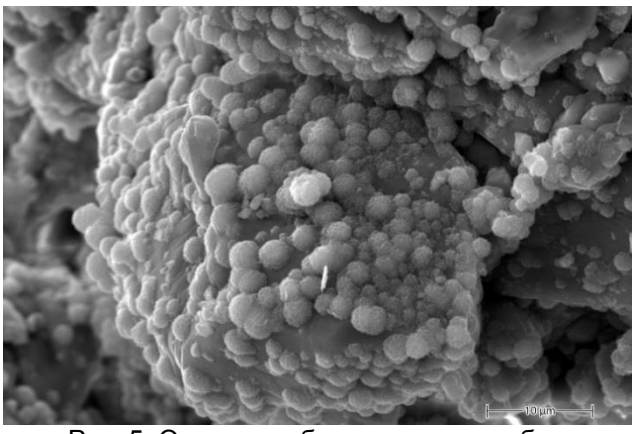


Рис. 5. Округлые образования, подобные скоплениям коккоидных бактерий

Характерным компонентом состава образцов является апатит, кристаллы которого обычно приурочены к порам, пустотам и полостям, оставшимся после растворения микрофосилий. Иногда они заполняют промежутки в глинах, где происходило накопление и сохранность отмершего органического материала. Фосфат кальция часто встречается в виде кристаллов от призматических до игольчатых. Их размеры варьируют до 6 мкм в длину и до 2 мкм в ширину. Характерны радиально-лучистые агрегаты. Иногда агрегаты имеют шаровидную форму. Фторапатит рассматривается нами, как продукт кристаллизации в диагенезе из обогащенных фосфором поровых вод. Изучение особенностей строения и локализации кристаллов фосфата позволяет сделать вывод о том, что возникновение этих форм инициировалось деятельностью бактерий на стадии диагенеза. Осаждение апатита и в морской и пресной воде происходит за счет органических фосфатсодержащих соединений в присутствии бактерий (Бактериальная палеонтология, 2002). Шарообразные структуры небольшого размера, до 16 мкм, сложены неидентифицированными алюмосиликатами.

Сочетание различных бактериальных образований дает возможность восстанавливать детали обстановок в диагенезе.

Литература

Бактериальная палеонтология / С. С. Абызов [и др.]; под ред. А. Ю. Розанова – М.: ПИН РАН, 2002. – 188 с.

Волков, И. И. Геохимия серы в осадках океана. – М.: Наука, 1984. – 272 с.

Исаченко, Б. Л. Геологическая деятельность микробов // Природа. – 1950. - № 8. – С. 34-47.

Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах / М. М. Астафьева [и др.]; под ред. А. Ю.Розанова, Г. Т. Ушатинской – М.: ПИН РАН, 2011.– 172 с.

Кузнецов, В. Г., Журавлева, Л. М. Микробиальные карбонатные породы – состав, структуры, текстуры, механизмы и обстановки образования. Процессы и обстановки образования микробиолитов. Статья 2 / В. Г. Кузнецов, Л. М. Журавлева // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2022. -№ 64 (4). – С. 10-21.

Кулешов, В. Н. Эволюция изотопных углекисло-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезн. ископ., – 2001. - № 5. – С. 491–508.

Орлеанский, В. К. Осциллаториевые цианобактерии-продуценты онколитов группы Osagia / В. К. Орлеанский, Л. М. Герасименко, Р. К. Пауль, Е. А. Жегалло // Бактериальная палеонтология: тез. докл. Междунар. конф., 21-23 мая 2002 г. / ПИН РАН – Москва, 2002. С. 58.

Шульц С. С. Оолитообразование в современных осадках северной части Каспийского моря // Информ. сб. ВСЕГЕИ. – 1962. - № 57. – С. 61–75.

Addadi, L. Taking advantage of disorder: amorphous calcium carbonate and its role in biomineralization / L. Addadi, S. Raz, S. Weiner // Adv. Material.– 2003, - vol. 15, no. 12, – pp. 959-970.

Antoshkina, A. I. Microbially mediated organomineralization in Paleozoic carbonate ooids // A. I. Antoshkina, E. A. Zhegallo, S. I. Isaenko / Paleontological Journal. – 2020, - vol. 54, no. 8. – pp. 17-26.

Diaz, M. R. Functional diversity of oolitic sands from Great Bahama Bank / M. R. Diaz, J. D. Van Norstrand, G. P. Eberli, A. M. Piggot, J. Zhou, J. S. Klaus // Geobiology. – 2014 - vol. 12, no. 3. – pp. 231-249.

Dupraz, C. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats / C. Dupraz, P. T. Visscher // Trends Microbiol. – 2005 - vol. 13, no. 9. – pp. 429-438.

O'Reilly, S. S. Molecular biosignatures reveal common benthic microbial sources of organic matter in ooids and grapestones from Pigeon Cay, The Bahamas / S. S. O'Reilly, G. Mariotti, A. R. Winter, S. A. Newman, E. D. Matys, F. McDermott, S. B. Pruss, T. Bosak, R. E. Summons, V. Klepac-Ceraj // Geobiology. – 2017, - vol. 15, no. 1. – pp. 112–130.

Sumner, D. Y. Numerical modeling of ooid size and the problem of Neoproterozoic giant ooids / D. Y. Sumnerand, J. P. Grotzinger // J. Sediment. Petrol. – 1993. - vol. 63, no. 5. – pp. 974–982.

Trower, E. J. Active ooid growth driven by sediment transport in a highenergy shoal, Little Ambergis Cay, Turks and Caicos islands / E. J. Trower, M. D. Cantine, M. L. Gomes, J. P. Grotzinger, A. H. Knoll, M. P. Lamb, U. Lingappa, S. S. O'Reily, T. M. Present, N. N. Stein, J. V. Strauss, W. W. Fischer // J. Sediment. Res. – 2018. - vol. 88, no. 9. – pp. 1132–1151.

Biogenic microstructures in the Lower Permian carbonate deposits, South Timan

Vetoshkina O.S., Radaev V.A.

Yushkin Institute of Geology, FRC Komi Scientific Center UB RAS; 54, Pervomayskaya st., 167982, Syktyvkar, Komi Republic, Russia, vetoshkina@geo.komisc.ru

The article presents results of studies of biogenic structures and biomineralization caused by bacteria in carbonate rocks containing ooids from the Lower Permian section of the Southern Timan, with dolomite and calcite composition. Mineralized bodies of microorganisms, bacterial biofilms, preserved in various forms, were identified by a scanning electron microscope. Data on isotope composition of carbon and oxygen showed that Lower Permian ooid deposits formed in the conditions of salty lagoons.
Keywords: carbonate deposits, ooids, biogenic microstructures

УДК: 550.8:528:553.98.078(470.4/.5)

Анализ закономерностей размещения залежей УВ в разрезе Волго-Уральской НГП на основе материалов ГГК 1000/3

Видик С.В., Ларичев А.И., Кахая В.Г., Оленникова Е.В., Осадчий И.В.

1 – Федеральное государственное бюджетное учреждение «ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ А.П.КАРПИНСКОГО» (ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Россия, 199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Svetlana_Vidik@vsegei.ru, Andrey_Larichev@vsegei.ru, Victoria_Kakhaya@vsegei.ru, Elena_Olennikova@vsegei.ru, Iliya_Osadchii@vsegei.ru

По результатам ГГК 1000/3 для Волго-Уральской НГП уточнены количество, стратиграфический объем, литологический состава, границы распространения и нефтегазоносность НГК, проанализированы закономерности распределения залежей.
Ключевые слова: Волго-Уральская НГП, НГК, залежи

Государственные геологические карты масштаба 1:1 000 000 третьего поколения содержат, по характеризуемым территориям, обширный комплексный материал по геологическому и тектоническому строению, истории развития, полезным ископаемым, в том числе по нефтегазоносности. Они также сопровождаются базами данных аналитических исследований и отражают современное состояние геологической изученности. Региональные геологосъемочные работы масштаба 1:1 000 000 могут стать важнейшим инструментом прогноза месторождений (Петров и др., 2015). Нами результаты геологического картографирования использованы для анализа закономерностей размещения залежей нефти и газа в разрезе нефтегазоносных провинций. В данной работе приведены исследования по Волго-Уральской НГП.

Волго-Уральская НГП расположена на территории 11 миллионных листов, 9 из которых изданы. Во всех комплектах тексты объяснительных записок содержат подразделы, посвященные горючим ископаемым; в семи имеются самостоятельные карты или схемы прогноза на нефть и газ, еще в двух углеводороды показаны на общих картах полезных ископаемых. По данным разных листов в разрезе провинции выделяется от 2 до 8 НГК с несколько различными объемами. Нами в результате ревизии всех имеющихся материалов продуктивный разрез разделен на девять НГК (Видик и др., 2023) (рис. 1).

Вендский НГК имеет фрагментарное распространение и изучен недостаточно. Вендские отложения относятся к двум этапам развития – авлакогенному и плитному. Залежи установлены на Шарканском и Тыловайском месторождениях в терригенных породах верхнего венда (бородулинская серия, включающая кыквинскую и верещагинскую свиты). Продуктивные пласты представлены песчаниками и алевролитами мощностью от 5 до 30м; флюидоупоры имеют хорошие экранирующие свойства и региональное распространение.

Девонский терригенный НГК является одним из основных комплексов провинции, продуктивным на многих месторождениях, в том числе крупных и уникальных. Стратиграфический интервал – от пражского яруса девона (кемерский стратиграфический горизонт) до низов франского яруса (саргаевский горизонт). Комплекс имеет практически площадное распространение, однако разрезы западной и северной краевых частей в различной степени редуцированы и не содержат залежей. Не известно залежей также в предуральской части. Свитный состав НГК чрезвычайно разнообразен, литологический представлен широким спектром пород от карбонатных до терригенных; часто с повышенным содержание Сорг. Залежи располагаются по всему разрезу, связаны как с песчаными, так и с известковистыми отложениями. По типу залежи от пластовых сводовых до массивных, литологически и тектонически экранированных; иногда на одном месторождении встречаются ловушки разного типа. Наиболее продуктивными структурами являются локальные поднятия, осложняющие приразломные валы и приподнятые зоны. Саргаевские отложения для девонского терригенного НГК являются региональным флюидоупором, также распространены локальные и зональные экраны.

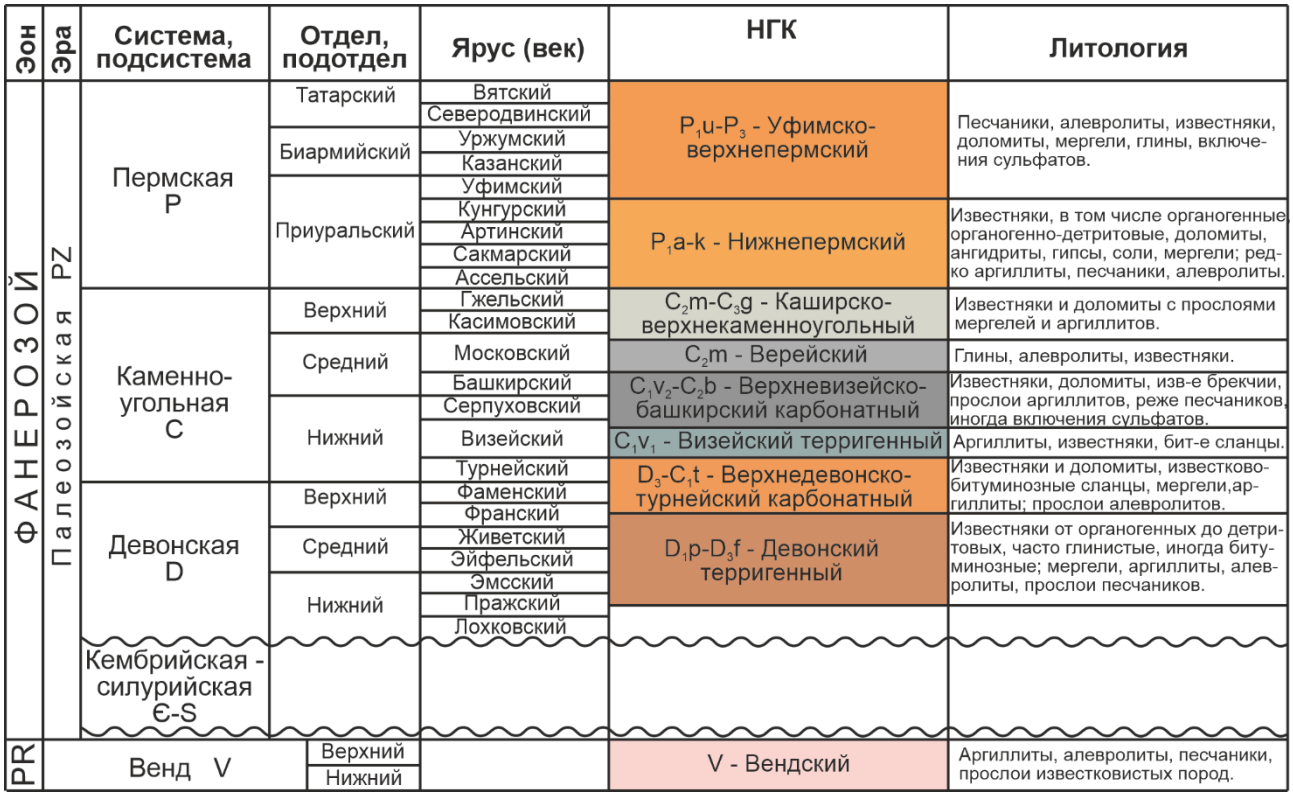


Рис. 1. Нефтегазоносные комплексы Волго-Уральской НГП

Уточнены стратиграфические границы НГК, построены схемы распространения (рис. 2), проанализированы закономерности размещения залежей в разрезе и по площади.

Верхнедевонско-турнейский карбонатный НГК, частично пересекая по стратиграфическому объему девонский, продолжает продуктивный разрез. В основании комплекса залегают саргаевские отложения, верхняя граница проведена в кровле турнейского яруса. Комплекс отсутствует в северной части провинции, занимая площадь несколько меньшую, чем нижележащий девонский. На большей части территории разрез является продуктивным и содержит значительные запасы нефти. Залежи приурочены к наиболее полным разрезам и выявлены по всему объему комплекса. Литологический состав: известняки, в том числе органогенные (рифогенные, водорослевые и др.), слабоглинистые, органогенно-обломочные, перекристаллизованные, кавернозные, трещиноватые, доломиты, глины, аргиллиты, мергели, прослои битуминозных известняков и аргиллитов; иногда присутствуют прослои песчаников, гнезда ангидрита, включения железистых оолитов, кремней, пирит. Битуминозно-глинисто-известковистые разности пород, содержащие повышенные концентрации Сорг, относятся к доманикитам. Нефтегенерационный потенциал отложений верхнедевонско-турнейского карбонатного комплекса значительно выше, чем девонского терригенного. Залежи нефти приурочены как к карбонатным рифовым фациям, так и к глинисто-битуминозным. Пласты-коллекторы установлены по всему разрезу: в саргаевских, домаников, мендымских, верхнефранских, фаменских и турнейских отложениях. Также характерны «нетрадиционные» коллекторы в породах доманикового типа, представленные трещиноватыми битуминозными аргиллитами. Коллекторские свойства пород весьма изменчивы. Свитный состав комплекса исключительно разнообразен. Залежи преимущественно массивные, сводовые. Региональной покрышкой выступают глинисто-карбонатные породы верхний части турне, дополнительной – глины и аргиллиты нижней терригенной толщи визе.

К **визейскому терригенному НГК** отнесены отложения узкого стратиграфического диапазона (нижняя часть визейского яруса нижнего карбона), однако при этом он обладает самыми высокими запасами среди всех НГК провинции. Комплекс отсутствует на территории Вычегодского прогиба и северной части Камского свода, в пределах площади распространения характеризуется относительной полнотой разрезов и нефтегазоносностью. В составе НГК алевролиты, аргиллиты, песчаники, битуминозные сланцы, в подчиненном количестве – известняки и доломиты. Нефтеносен весь разрез, наибольшее число залежей находится в бобриковском горизонте. Терригенные коллекторы радаевского горизонта, развитые преимущественно в прогибах, резко выклиниваются в их бортовых зонах. За пределами прогибов пласты-коллекторы, как правило, отсутствуют. В косьвинском горизонте песчаные пласты-коллекторы развиты в виде отдельных линз. Большинство скоплений УВ приурочено к ловушкам структурного типа. На юге провинции значительная часть поднятий в визейских отложениях

представляют собой структуры облекания франских или фаменско-турнейских биогермов. В терригенных коллекторах бобриковско-радаевского возраста известны денудационно-аккумулятивные ловушки, связанные с денудационными процессами поверхности турнейских карбонатных отложений, так называемые ловушки бобриковско-радаевских и радаевских врезов. Флюидоупорами выступают непроницаемые разности пород самого комплекса, региональным являются глинистые и глинисто-известковистые отложения тульского горизонта.

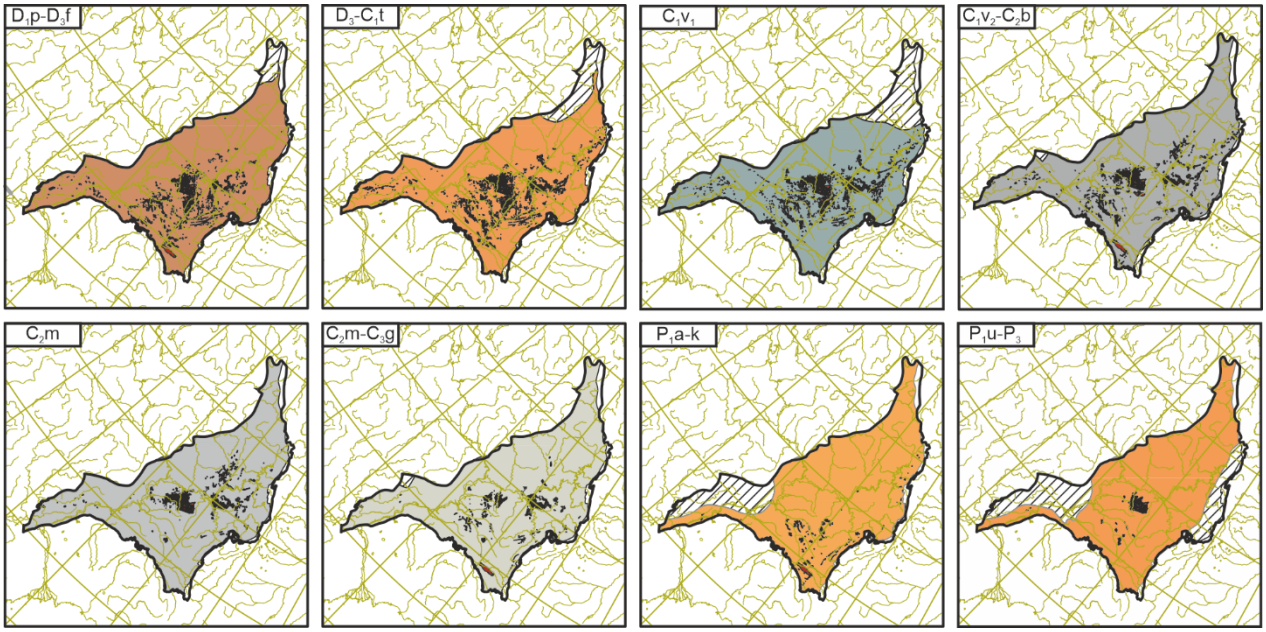


Рис. 2. Границы распространения и нефтегазоносность основных (плитных) НГК Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (*D_1p-D_3f – девонский терригенный, D_3-C_1t – верхнедевонско-турнейский карбонатный, C_1v_1 – визейский терригенный, C_1v_2-C_2b – верхневизейско-башкирский карбонатный, C_2m – верейский, C_2m-C_3g – каширско-верхнекаменноугольный, P_1a-k – нижнепермский, P_1u-P_3 – уфимско-верхнепермский*)

Верхневизейско-башкирский карбонатный НГК выделен в объеме от верхней части визейского яруса (верхи тульского горизонта) до башкирского яруса каменноугольной системы (мелекесский горизонт) включительно. Распространен почти повсеместно, на большей части территории нефтеносен, исключение – север и северо-запад провинции. Свитный состав комплекса разнообразен. Залежи установлены по всему разрезу. В составе комплекса преобладают толстослоистые и массивные органогенно-детритовые известняки и доломиты, часто глинистые; присутствуют прослои мергелей, линзы кремней, иногда включения сульфатов. В алексинском горизонте отмечаются аргиллиты, алевролиты, песчаники. Залежи приурочены к структурным, структурно-тектоническим, структурно-литологическим и рифогенным ловушкам. Многочисленные скопления связаны со структурами облекания рифогенных построек. Продуктивен на многих месторождениях, включая крупные и уникальные. Подавляющее число залежей НГК – нефтяные. Покрышкой служат карбонатно-терригенные башкирско-верейские породы.

Отложения нижней части московского яруса среднего карбона отнесены к **верейскому НГК**. В пределах НГП имеет площадное распространение, за исключением локальных участков. По литологическому составу отложения представлены органогенно-обломочными известняками и аргиллитами с редкими прослоями песчаников и мергелей. По площади имеет неоднородное строение. Продуктивные пласты комплекса часто замещаются и выклиниваются, вследствие чего формируются типично выраженные структурно-литологические и литологические ловушки. Выявленные залежи контролируются в основном двумя морфогенетическими типами структур – тектоническими и облекания. Частое чередование песчано-алевритовых пластов с глинистыми прослоями обусловило существование большого числа залежей на месторождениях. Экраном является аргиллитовая толща верхней части верейского горизонта, а также прослои глин и известняков внутри комплекса.

Каширско-верхнекаменноугольный НГК перекрывает верейский и включает отложения верхней части среднего и верхнего отделов каменноугольной системы. Распространен повсеместно. Породы представлены известняками, участками органогенными и органогенно-детритовыми, в различной степени доломитизированными, окремненными и сульфатизированными, доломитами, прослоями мергелей и аргиллитов. Породы-покрышки имеют локальное и зональное распространение и являются флюидоупорами в силу своих очень низких коллекторских свойств. Комплекс включает

несколько нефтегазоносных пластов в каширском и подольском горизонтах, в мячковском горизонте разведаны единичные небольшие залежи. В карбонатных отложениях залежи нефти и газа сравнительно невелики. Комплекс имеет подчиненное значение в структуре запасов и нефтедобыче.

Нижнепермский НГК представлен отложениями большей части приуральского отдела пермской системы – от ассельского до кунгурского яруса включительно. Распространен на большей части территории провинции, отсутствует в юго-западной её области и на некоторых сводах. Состав комплекса – известняки, глинистые известняки, доломиты, ангидриты, гипсы, мергели, глины, алевролиты, реже – песчаники и алевролиты. Некоторые разности обладают повышенными содержаниями Сорг и битуминозностью, вследствие чего считаются нефтегазоматеринскими с хорошими генерационными свойствами. Коллекторы представлены главным образом известняками, в Предуральском прогибе рифогенными, доломитами, реже – песчаниками и алевролитами. Нефтегазоносность НГК по площади проявлена неодинаково, в основном в юго-восточной части и в Предуральском прогибе, что связано с широким развитием здесь кунгурской галогенной формации, являющейся надежным экранирующим горизонтом. На остальной территории эта покрышка почти полностью отсутствует. Залежи преимущественно мелкие, массивные, пластовые сводовые, иногда осложненные тектоническими нарушениями. Комплекс содержит как нефтяные, так и газовые залежи. По запасам сопоставим с каширско-верхнекаменноугольным НГК.

Уфимско-верхнепермский НГК как объект разработки выделен сравнительно недавно, однако залежи открыты на многих месторождениях. Принят в объеме от уфимского яруса приуральского отдела до татарского отдела перми. Как и нижнепермский; отсутствует на юго-западе провинции, и, частично, в приуральской части. Литологически представлен разнообразным комплексом терригенных, карбонатных и соленосных пород: песчаниками, алевролитами, аргиллитами, доломитами, известняками, ангидритами. Коллекторы характеризуются резкой литологической изменчивостью. Покрышки преимущественно зональные – пачки глинистых, глинисто-алевритистых и сульфатных пород внутри комплекса. Залежи на крупных и уникальных месторождениях установлены главным образом в отложениях уфимского яруса (соликамский и шешминский горизонты), на мелких месторождениях – в более широком стратиграфическом интервале, до татарского отдела перми. Залежи в основном структурно-литологические и структурные (Алиев, 1983).

Выполненные исследования демонстрируют важность региональных геологоразведочных работ для выявления закономерностей распределения нефтегазоносности осадочных бассейнов. А материалы Государственного геологического картографирования масштаба 1:1 000 000 представляют уникальный геологический материал, который может быть основой прогноза работ на нефть и газ.

Литература

Алиев И.М., Аржевский Г.А., Григоренко Ю.Н. Нефтегазоносные провинции СССР, Справочник. М., Недра, 1983. 272 с.

Видик С.В. Создание схем корреляции нефтегазоносных комплексов нефтегазоносных провинций Российской Федерации в рамках работ по Государственному геологическому картографированию / С.В. Видик, А.И. Ларичев, В.Г. Кахая, Е.В. Оленникова, И.В. Осадчий // Региональная геология и металлогения. – 2023. - № 93. – С.76-87. DOI: 10.52349/0869-7892_2023_93_76-87

Петров О.В. Государственное геологическое картографирование – эффективный путь к открытию месторождений-лидеров / О.В. Петров, Е.А. Киселев, А.Ф. Морозов, В.И. Шпикерман, Т.Н. Зубова, В.В. Шатов, Ю.П. Змиевский // Региональная геология и металлогения. – 2015. № 64. – С.5-10.

Цифровой каталог Государственных геологических карт РФ м-ба 1:1000000 (третье поколение). [Электронный ресурс]: Сайт ВСЕГЕИ. https://vsegei.ru/ru/info/pub_ggk1000-3/index.php (дата последнего обращения 20.04.2023).

Analysis of the distribution patterns of the placement of hydrocarbon accumulations in the section of the Volga-Ural province based on the State Geological Map 1000/3

Vidik S.V., Larichev A.I., Kakhaya V.G., Olennikova E.V., Osadchiy I.V.[1]

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Russia, 199106, St. Petersburg, Sredny Prospect, 74.

The quantity, stratigraphic volume, lithological composition, distribution boundaries, and petroleum potential of the Volga-Ural province were specified according to the results of State Geological Mapping 1000/3, the patterns of distribution of deposits were analyzed.

Keywords: the Volga-Ural province, oil and gas complex, deposits.

УДК 551.7.553.982.23.051

Палинологическое обоснование тектоногенеза Байкальской рифтовой зоны в позднем кайнозое на примере опорного разреза Мишиха

Волков М.А.

Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, 1994vomaan@mail.ru

Байкальская рифтовая зона вызывает интерес ученых на протяжении многих лет, так как является сложной геологической структурой. На данный момент имеется очень много стратиграфических схем, результатов изотопного датирования и множество других материалов. Но палинологические материалы по этой территории достаточно разрозненные и описывают в основном четвертичную палинофлору. В данных материалах описывается палинофлора, относящаяся к неогеновому периоду. Так же здесь рассматривается пример того, что палинология может использоваться не только для описания палеоландшавтов и стратификации осадочных толщ, но и для обоснавания наличия складчатости в осадочных толщах.

Ключевые слова: Прибайкалье, палиностратиграфия, неоген.

Байкальская рифтовая зона начинает формироваться в конце эоцена одновременно с началом сближения Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит. Развитие происходило в олигоцене – квартере, местами сопровождаясь щёлочно-базальтовым вулканизмом и накоплением мощных осадочных толщ. Основная фаза рифтогенеза с подъёмом плечей рифтов и формированием современного облика впадин и их горного обрамления приходится на конец неогена – квартер.

Верхнемезозойские и кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи Забайкалья изучались многочисленными исследователями более 25 лет. Для кайнозоя Забайкалья долгое время имелись лишь рабочие варианты стратиграфических схем с фрагментарными палинологическими материалами. Необходимость обоснования стратиграфической последовательности стратонов появилась в связи с созданием серийных легенд к геологическим картам нового поколения, на основе новых биостратиграфических данных с применением радиоизотопного датирования.

В рамках гранта РФФИ № 18-35-00417 одним из объектов изучения стал опорный Мишихинский разрез, который располагается в правом борту р. Мишиха. Данный разрез был вскрыт при прокладке федеральной дорожной трассы Иркутск–Улан-Удэ в 2014 г. и состоит из северного и южного фрагментов.



Рис. 1. Расположение проб в северной части Мишихинского разреза

В литологическом плане разрез представляет собой переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников и мергелей, так же наблюдались прослои бурого угля. В южном разрезе геологами было выделено 6 литологических пакетов (Аль Хамуд и др., 2019), и 10 в северном (Аль Хамуд и др., 2021).

Сотрудниками лаборатории биостратиграфии Воронежского государственного университета были изучены 20 образцов из данных отложений. Изначально была проведена обработка по сепарационной методики В.П. Гричука с некоторыми дополнениями в ходе обработки. Далее полученный обогащенный осадок просматривался под биологическим микроскопом с увеличением 400х кратным и 600 кратным увеличением, подсчет пыльцы голосеменных и покрытосеменных

растений и спор и сопоставление полученных палиноспектров с паростратотипическими разрезами прилегающих территорий (Волков, 2022).

В данных материалах рассматривается северная часть Мишихинского разреза. Всего было отобрано и изучено 14 образцов (рис. 1). Изначально изучались 7 образцов, но после получения результатов возникли вопросы с последовательностью осадконакопления в данной толще. С этой целью было изучено ещё 7 образцов. В результате из 14 образцов 11 содержали достаточное количество спор и пыльцы для дальнейшей корреляции. Все пробы были разделены на 2 группы.

К первой группе относятся пробы СП-3, D-2, СП-10, СП-49 и СП-52. Состав проб СП 3, D-2 и СП 52 близок. Здесь отмечается доминирование пыльцы покрытосеменной растительности, количество пыльцы травянистых и спор не значительно. Покрытосеменные встреченные в этих пробах богаты своим видовым и родовым разнообразием. Доминирующее значение принадлежит пыльце родов *Carya* и *Juglans*. Субдоменанты в каждой пробе менялись, но в целом наиболее характерными являлись *Pterocarya, Myrica, Carpinus, Betula*. Так же отмечаются единичные зерна *Platycarya*, *Castanopsis* и *Cyclocarya* которые вероятнее всего являлись реликтами. Богатый родовой и видовой состав пыльцы покрытосеменных древесных пород, а также наличие таких формальных родов как *Triatriopollenites*, *Triporopollenites* и вида *Ulmoideipites planeraeformis* позволяет отнести данные пробы к переходным этапам нижнего и среднего эоцена. В составе пыльцы голосеменных пород преобладают рода *Taxodium* и *Sequeoia.* Субдоменантами является пыльца родов *Picea* и *Pinus.* В целом палиноспектры изученных проб бедны составом голосеменной растительности, кроме пробы СП-52, в которой отмечается богатый видовой состав. Образцы СП-10 и СП-49 характеризуются не большим отличием состава. В данных палиноспектрах количество пыльцы покрытосеменных и голосеменных практически одинаковое с незначительным доминированием покрытосеменной растительности. Количество пыльцы травянистых и спор так же не значительно. Доминирующее значение в обеих пробах принадлежит пыльце родов Carya и Juglans среди покрытосеменных и рода Tsuga среди голосеменных. Субдоменантами являлась пыльца родов Picea и Pinus. Наиболее заметным отличием является то, что в палиноспектре из пробы СП-10 разнообразнее видовой состав голосеменных растений, а в пробе СП-49 – покрытосеменных. Так же наличие в спектре СП 10 заметного количества пыльцы рода *Comptonia*, может свидетельствовать о небольшой разнице в возрасте изучаемых отложений. Так отложения опробованные пробами СП 10 и СП 49 накапливались в позднем олигоцене, но пачка отложений, где отобрана проба СП 10, формировалась немного раньше, чем та, где взята проба СП 49.

Таким образом можно построить хронологический ряд от более древних к более молодым: СП-3, D-2, СП-52, СП-49, СП-10.

Ко второй группе относятся пробы СП-11, СП-14, СП-15, СП-24, СП-41 и СП-46. Для этой группы характерно большое видовое и родовое разнообразие пыльцы покрытосеменной растительности. В меньшей степени встречена пыльца голосеменной растительности. Во всех пробах наблюдалось значительное количество спор и пыльцы травянистых. Для проб СП-24, СП-41, СП-46 доминирующее значение принадлежит родам Tsuga, Picea и Carya. Причем пыльца рода Carya была представлена видами характерными для нижнего миоцена. У рода Tsuga так же отмечается богатое видовое разнообразие. Род Picea представлен двумя секциями Picea sect. Eupicea и Picea sect. Omorica. Субдоменантами для группы является пыльца рода Taxodiaceae и семейства Betulaepollenites. Состав проб СП-14 и СП-15 близок к вышеописанным, но доминирующее значение здесь принимает пыльца родов Juglans и Carya это может свидетельствовать о более молодом возрасте данных отложений. В пробе СП-11 содержалось не достаточное количество материала для статистического анализа, но в целом материал был близок материалу данной группы.

После сопоставления спорово-пыльцевых комплексов со стратотипическими разрезами Сибири и Дальнего востока пробы второй группы были отнесены к миоцену, со следующей последовательностью осадконакопления от более древних к молодым: СП-46, СП-41, СП-24, СП-15, СП-14, СП-11.

Палинологические исследования позволили обосновать возраст отложений разреза Мишиха в рамках эоцена-миоцена с характерными палинокомплексами данного интервала: первая группа описанных проб отнесена к эоцен олигоценовому возрасту, вторая к миоценовому. Так же по полученным данным было установлено, что пробы, взятые из западной и восточной части древнее проб центральной части. Это свидетельствует о том, что разрез представляет собой не последовательное наслоение осадков, а толщу осадочных отложений, смятых в синклинальную складку с наклонной осью.

Литература

Аль Хамуд А. Временные вариации состава кайнозойских отложений на Танхойской тектонической ступени Южного Байкала / Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Волков М.А., Кулагина Н.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. - 2019. - Т. 30. - С. 108–129.

Аль Хамуд А. Опрокинутая эоцен-нижнеплиоценовая аллювиальная толща на южном берегу оз. Байкал и ее неотектоническое значение. / Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Рубцова М.Н., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Хассан А., Волков М.А. // Геодинамика и тектонофизика. - 2021. - Т. 12, № 1. - С. 139–156.

Болотникова М.Д. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря. – М.: «Наука». – 1979. – С. 7 – 194.

Волков М. А. К вопросу обоснования возраста осадочных отложений позднего кайнозоя в долине реки Баргузин// Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. - 2022. - № 4. - С. 127-133.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7–163.

Рассказов С.В. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья. / С.В. Рассказов, Н.А. Лямина, Г.П. Черняева. - Новосибирск. Академическое издательство «Гео». – 2007. – с. 1 – 194.

Томская А.И. Палинология Кайнозоя Якутии / А.И. Томская – М.: «Наука» Сибирское отделение. – 1981. – С 5 – 220.

Palynological substantiation of the tectonogenesis of the Baikal rift zone in the Late Cenozoic on the example of the Mishikha reference section

Volkov M.A.

Voronezh State University, Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, 1994vomaan@mail.ru

The Baikal rift zone has been of interest to scientists for many years, as it is a complex geological structure. At the moment, there are a lot of stratigraphic schemes, isotope dating results, and many other materials. However, the palynological materials for this area are quite scattered and describe mainly the Quaternary palynoflora. These materials describe palynoflora related to the Neogene period. An example is also considered here that palynology can be used not only to describe paleolandscapes and stratification of sedimentary strata, but also to substantiate the presence of folding in sedimentary strata.

Keywords: Cisbaikalia, palynostratigraphy, Neogene

УДК: 551

Особенности литогенеза отложений разного литологического состава в сейсмически активных областях

Гаврилов Ю.О.

Геологический институт РАН. Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1. yugavrilov@gmail.com

Аннотация. Анализ осадочных комплексов мезозоя и кайнозоя С-В Кавказа показывает, что характер следов палеоземлетрясений (сейсмитов) в них может существенно различаться, что зависит как от литологического состава отложений, так и от мощности сейсмического события. Относительно слабые землетрясения обусловливали прежде всего нарушение осадочной структуры приповерхностных отложений и зачастую их хаотическое перемешивание; мощные землетрясения помимо этого активно воздействовали на нижележащие слои на глубину до нескольких десятков метров. Поскольку с глубиной степень диагенетической литификации пород в разных горизонтах различалась, менялся также характер их сейсмогенных изменений. Установлено, что крупные сейсмические события были приурочены к временным интервалам тектонической и палеогеографической перестройки бассейнов седиментации, сопровождавшейся интенсификацией процесса прогибания ложа водоема, изменением состава накапливавшихся в палеобассейне осадков. Палеоземлетрясения влияли на протекавшие в осадках диагенетические процессы. 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.). Воздействие землетрясений на высокоуглеродистые глинистые толщи влияло на процессы миграции и перераспределения

углеводородов в толще; образование в породах сложной системы трещиноватости обусловливало появление у них коллекторских свойств, первоначально отсутствовавших. т.е. формировались коллекторы определенного типа.

Ключевые слова: палеоземлетрясения, сейсмиты, литификация, диагенез

Основные закономерности формирования осадочных толщ, описываемые теорией литогенеза, первоначально устанавливались для обстановок, в которых действовали общие, универсальные факторы, определявшие характер седиментации и постседиментационных преобразований разнофациальных отложений.

Вместе с тем, по мере накопления геологических данных, выясняется значимое влияние на процессы литогенеза новых факторов, действующих в определенных геодинамических обстановках. Одним из таких факторов является воздействие на осадочные толщи сейсмических ударов, толчков в областях с активным сейсмическим режимом.

Публикаций с описанием следов палеоземлетрясений довольно много. Вопросам их строения и образования посвящена обширная литература (библиографию см. Гаврилов, 2017, 2020, 2023; Палеосейсмология, 2011; Ancient Seismites, 2002 и др.). В осадочных толщах Большого Кавказа убедительные признаки древних землетрясений отмечались на разных стратиграфических уровнях (Вассоевич, Коротков, 1935; Гаврилов, 1977; Герасимов, 1928; Рубинштейн, 1949; Тихомиров, Хаин, 1947; Холодов, Гаврилов, 1977; Хромовских и др., 1979 и др.).

Сравнительный анализ морфологических особенностей горизонтов пород Северного Кавказа, подвергшихся воздействию палеоземлетрясений, показал, что сейсмиты из литологически разных отложений существенно различаются.

Интенсивность палеоземлетрясений определяла глубину разреза осадочной толщи, в которой зафиксированы следы воздействия на породы сейсмических толчков. Слабые землетрясения затрагивали в основном верхний слой нелитифицированных осадков, толщиной от нескольких дециметров до первых метров. Мощные землетрясения определяли не только деструкцию осадочной структуры приповерхностных отложений и зачастую их хаотическое перемешивание, но и активно воздействовали на нижележащие слои на глубину до нескольких десятков метров, а в некоторых случаях ещё глубже. Поскольку с глубиной степень диагенетической литификации пород в разных горизонтах была различна, менялся также характер их сейсмогенных изменений. На рис. 1а, б показан разрез глинисто-карбонатной толщи (валанжин, Горный Дагестан), испытавшей воздействие крупного сейсмического события. В этой части разреза можно проследить своеобразную зональность. Причем в пластах, в разной степени литифицированных во время этого события, характер сейсмодислокаций заметно различается. Здесь распознаются следующие горизонты отложений с индивидуальным типом сейсмогенных структур (сверху вниз).

I. Верхний горизонт отложений характеризуется наиболее интенсивными, морфологически преимущественно хаотическими дислокациями и нарушениями первичной слоистой структуры пород. Этот горизонт соответствует основному сейсмическому событию.

II. Ниже залегает горизонт гомогенизированных пород, в максимальной степени лишившихся проявления первичной седиментационной слоистости. Литификация отложений была, видимо, очень слабой, а насыщенность отложений иловыми водами – высокой. Поэтому латеральное перемещение залегающих выше осадочных масс оказывало механическое воздействие на подстилающие отложения, что привело к их «перетиранию» и потере ими осадочной слоистой структуры.

III. Породы этого горизонта к моменту землетрясения уже были отчасти литифицированы, что позволило им в целом сохранить горизонтальную слоистую структуру. Однако, происходившие во время сейсмических ударов возвратно-поступательные перемещения пластов друг относительно друга в латеральном направлении обусловили разлинзование пластов, и их взаимное надвигание и пододвигание линзовидных фрагментов пластов. В результате этого сформировалась отчетливо выраженная надвиговая структура горизонта III.

IV. Горизонт карбонатных пород с отчетливо выраженной субвертикальной трещиноватостью (2–2.5 м); в нем также наблюдается горизонтальная полосчатость, обусловленная следами седиментационной слоистости. Трещиноватость образовалась в относительно литифицированных отложениях под воздействием боковых нагрузок, возникавших в результате сейсмического события, сопровождавшегося латеральным перемещением вышележащей толщи пород (горизонты I–III). В более низких горизонтах разреза (ниже горизонта IV) следы сейсмического воздействия на породы выражены слабо или исчезают вовсе.

Сейсмогенные структуры, характерные для разных горизонтов (I - IV), встречаются также в карбонатных отложениях других стратиграфических интервалов С-В Кавказа, иногда в иных сочетаниях.

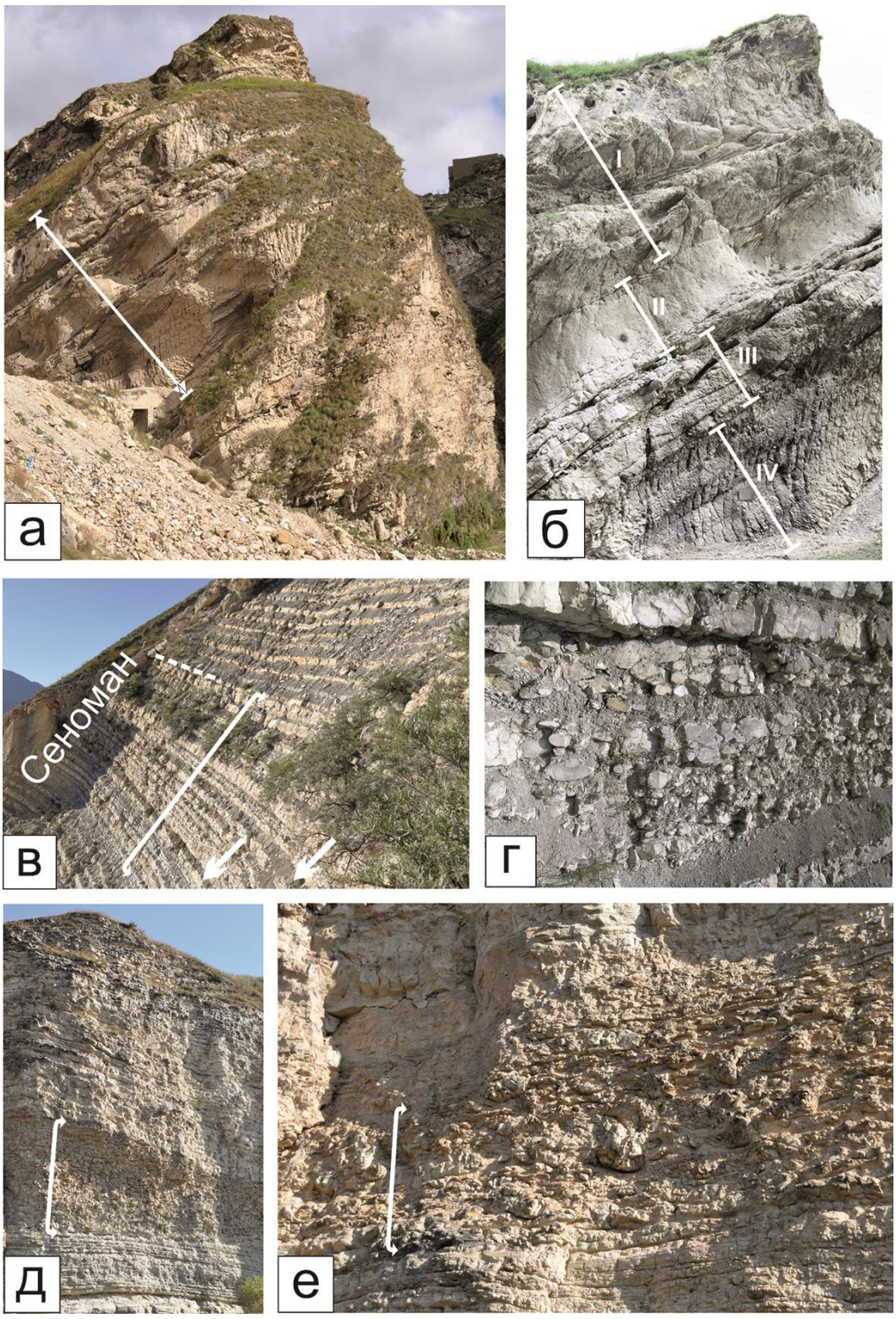


Рис. 1. Горизонты отложений разного возраста и состава, подвергшиеся сейсмическому воздействию

а, б – валанжинские отложения в кровле карбонатной платформы (J_3 – K_1); а – общий вид верхневаланжинской толщи, риской отмечен интервал с сейсмогенными структурами, б – строение разреза этого интервала (I-IV – горизонты с различным типом сейсмогенных структур, пояснения в тексте), в, г – среднесеноманские отложения в разрезе «Аймаки», Дагестан; в – положение в разрезе толщи сейсмитов (отмечена фигурной скобкой), стрелками отмечены прослои бентонитов, отрезок пунктирной линии показывает границу между отложениями, накопившимися в различных обстановках седиментации, г – сейсмиты в пачке переслаивания глинистых мергелей и известняков, прослои карбонатных пород раздроблены, дефрагментированы; д-е – горизонт сейсмитов (отмечен фигурной скобкой) в карбонатно-кремнистой толще (эоцен, Дагестан), д - положение горизонта сейсмитов в разрезе верхней части толщи, е – структура горизонта сейсмитов

Свидетельства крупных сейсмических событий (серии событий) значительной мощности, при которых существенные изменения осадочной структуры претерпевают интервалы пород в 10 м и более, часто бывают приурочены к тем частям разрезов отложений, которые накапливались на завершающей стадии определенного этапа развития палеобассейна. Как правило, с наступлением следующего этапа – в палеобассейне начинали формироваться литологически иные осадочные комплексы. Таким образом, эти мощные землетрясения знаменовали собой этап тектонической перестройки региона, сопровождавшейся в ряде случаев (например, в среднем сеномане Дагестана) усилением прогибания дна бассейна. Кроме того, в горизонтах сейсмитов такого типа нередко встречаются прослои бентонитов, что указывает на одновременное усиление как сейсмичности, так и вулканической деятельности. Поскольку в Дагестане отсутствуют палеовулканы, пепловый материал очевидно поступал из Закавказья – скорее всего из вулканических центров, располагавшихся на территории Азербайджана или Грузии.

Сейсмиты в отложениях сеномана. Положение горизонта сейсмитов в толще сеномана разреза “Аймаки” (Дагестан) показано на (рис. 1в). Следует отметить, что этот горизонт развит на значительной площади и отчетливо выражен на всей территории Дагестана. Особый характер сейсмогенных структур присущ толщам переслаивания пластов известняков и глинистых пород (глинистых мергелей). Главным признаком (индикатором) палеоземлетрясений является дезинтеграция, фрагментация карбонатных слоев (рис. 1г). Однако степень и характер дезинтеграции пластов разной мощности различен. Пласты толщиной в несколько дециметров как правило разбиваются системой субвертикальных трещин на отдельные блоки длиной в несколько дм – обычно 2–3 дм. Причем, трещины часто бывают заполнены материалом из смежных более глинистых слоев.

Карбонатные пласты мощностью не более 10–15 см в результате сейсмоударов разбиваются на относительно изометричные фрагменты пласта, длина которых сопоставима с их толщиной. Однако, морфология фрагментов пластов обусловлена не только их дроблением. На интервалах частого переслаивания маломощных пластов обычно наблюдаются признаки межпластового проскальзывания слоев вдоль их наиболее глинистых разностей, что сопровождается гомогенизацией этих пород, часто с потерей ими первичной седиментационной слоистости. Такое проскальзывание приводило к “стачиванию” острых краев у фрагментов дезинтегрированного пласта, в результате чего они приобретали более сглаженные очертания. Этому способствовало то обстоятельство, что отложения были не в полной мере литифицированы, а потому фрагменты карбонатных пластов сравнительно легко подвергались механическому на них воздействию и приобретали новую - иногда овальную форму. Нередко такие фрагменты пластов ошибочно принимают за конкреционные диагенетические образования. Однако не исключено, что в глинистых отложениях остаточные иловые воды и содержавшиеся в них бикарбонаты Ca могли быть источником карбонатного материала, который осаждался на обломках пластов и надстраивал их, хотя и в незначительной степени.

Еще одним результатом палеосейсмических событий в середине сеномана было появление в этих отложениях “слепых” взбросов. Такие структуры являются достаточно типичными для горизонтов сейсмитов (Палеосейсмология, 2011).

Еще одним стратиграфическим уровнем, в отложениях которого наблюдаются сейсмиты, схожие с сеноманскими, является келловей; сейсмиты встречены в разрезах этого возраста на значительной территории Дагестана. Толща (25-40 м) сложена серыми глинистыми мергелями, в которых залегают пласты карбонатных пород. Почти для всего разреза характерно дробление карбонатных прослоев трещинами, их фрагментация и своего рода “будинирование”, в результате чего они иногда приобретают облик слоев в виде цепочек псевдоконкреционных тел.

Келловейские отложения характеризуют собой переходный этап в геологическом развитии региона – от накопления многокилометровых терригенных толщ нижней и средней юры к мощному карбонатному комплексу верхней юры. В связи с этим наличие в отложениях этого переходного интервала следов палеоземлетрясений представляется вполне закономерным.

Сейсмиты в терригенных отложениях. Наиболее ярко сейсмиты выражены в толщах переслаивания песчаных и глинистых отложений. Обусловлено это тем, что важным следствием сейсмических ударов является ликвификация (разжижение) песчаных масс, вследствие чего образуется мобильная жидкая песчаная пульпа, которая активно внедряется в смежные слои глинистых пород по сейсмогенным трещинам и образует нептунические дайки, силлы, тела сложной конфигурации (явление типичное для толщи среднего миоцена Дагестана (Гаврилов, 2017 и др.)).

Палеоземлетрясения приводили не только к механическим изменениям – нарушению первоначальной осадочной структуры отложений, но они активно влияли на происходившие в осадках **диагенетические – физико-химические процессы**. В глинистых отложениях, в которых осуществлялись процессы карбонатного конкрециеобразования и иловые воды были насыщены бикарбонатами Ca, Mg, Fe, появление 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

осадков этого типа. Часто вдоль путей миграции растворов формировались карбонатные тела необычной конфигурации – пирамидальные стяжения, карбонатные дайки и др. (Гаврилов, 1977).

Весьма чувствительным к воздействию сейсмических ударов было диагенетическое аутигенное минеральное вещество, проходившее в процессе своего образования стадию геля (кремнезем, сульфиды Fe, некоторые другие). Ранее нами были описаны следы миграции этих соединений (в том числе вертикальной миграции) (Гаврилов, 2020): SiO_2 в карбонатных отложениях с примесью биогенного кремнезема, сульфидного вещества ($FeS•nH_2O$) в пачках переслаивания пластов известняков и обогащенных органическим веществом (ОВ) глинистых мергелей.

В горной части Дагестана залегает эоценовая кремнистая толща, в которой выделяется горизонт отложений, испытавших воздействие на них сейсмического события. Эти отложения выглядят как хаотичное нагромождение отдельных кремневых тел необычной сложной конфигурации размером в несколько дециметров (рис. 1д, е). Такой облик отложений возник в результате нарушения нормального течения диагенетических процессов. Часть кремнезема в это время находилась в относительно жидком состоянии, другая – пребывала уже в состоянии стареющего геля. Вследствие тиксотропных свойств геля, в результате сейсмических ударов происходило разжижение всей гелевой массы и осадок оказывался пересыщенным жидкой гелевой субстанцией, которая вновь приобретала способность активно перераспределяться в осадках. Поскольку первоначальная седиментационная структура отложений этого интервала была отчасти нарушена сейсмическими ударами – появилась трещиноватость различной морфологии, межслоевые сдвиги и т.д. – перераспределение гелевой массы утратило ранее доминировавшее горизонтальное направление её миграции и стало довольно хаотичным – разнонаправленным. В результате этого процесса сформировались кремневые стяжения сложной морфологии, которые часто соединялись, объединялись, образуя тела причудливой формы.

Воздействие землетрясений на глинистые толщи, обогащенные органическим веществом, могло оказывать влияние на процессы генерации, миграции и накопления жидких и газообразных углеводородов. При этом сейсмическое воздействие на физико-механические свойства глинистых пород выражалось в образовании в углеродистых отложениях сложной системы трещиноватости, которая обусловливала появление у них коллекторских свойств, т.е. палеосейсмичность могла быть причиной формирования определенного типа нетрадиционных коллекторов.

Выявление следов сейсмических палеособытий является важной геологической проблемой, поскольку полученные сведения дают информацию как об общих закономерностях развития региона, так и о постседиментационных преобразованиях осадочных толщ разного литологического состава.

Работа выполнена в соответствии с госзаданием Геологического института РАН.

Литература

Вассоевич Н.Б., Коротков С.Т. К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе. М, Л.: ОНТИ НКТП, 1935. 46 с. (Тр. НГРИ. Сер. А. Вып. 52).

Гаврилов Ю. О., Гататдинова Ю. Р. Сейсмогенные структуры в отложениях разного литологического состава и их положение в разрезах мезозоя–кайнозоя Северного Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 6.

Гаврилов Ю.О. Некоторые аспекты диагенеза чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 3. С. 38–52.

Гаврилов Ю.О. Особенности поведения продуктов диагенеза в отложениях сейсмоактивных областей // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 6. С. 501–514.

Гаврилов Ю.О. Отражение сейсмических палеособытий в мезозойско-кайнозойских терригенных толщах Северного Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 2017. № 1. С. 1–21.

Герасимов А.П. Жилы выполнения в юрских сланцах бассейна р. Ассы (Северный Кавказ) // Изв. Геолкома. 1928. Т. 37. № 5–6.

Палеосейсмология / Под ред. Д. Мак-Калпина. М.: Научный мир, 2011. Т. 1. 541 с.; Т. 2. 387 с.

Рубинштейн М.М. Некоторые данные о так называемых нептунических дайках // Сообщения АН Груз. ССР. 1949. Т.10. № 8. С. 471–475.

Тихомиров В.В., Хаин В.Е. Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях Северо-Восточного Азербайджана // Докл. АН СССР. 1947. Т. 58. № 1. С. 105–108.

Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О. Кластические дайки в миоценовых отложениях Восточного Предкавказья // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 6. С. 1463–1466.

Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 188 с.

Ancient Seismites / Eds F.R. Ettensohn, N. Rast, C.E. Brett // Geological Society of America Spec. Papers. 2002. V. 359. 190 p.

Features of lithogenesis of deposits of different lithological composition in seismically active areas

Gavrilov Yu. O.

Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia yugavrilov@gmail.com

The analysis of sedimentary complexes of the Mesozoic and Cenozoic of the Caucasus shows that the nature of traces of paleozoic earthquakes (seismites) in them can differ significantly, which depends both on the lithological composition of the sediments and on the strength of the seismic event. Relatively weak earthquakes caused, first of all, a violation of the sedimentary structure of near-surface sediments and often their chaotic mixing; powerful earthquakes also actively affected the underlying layers to a depth of several tens of meters. Since the degree of diagenetic lithification of rocks in different horizons varied with depth, the nature of their seismogenic changes also changed. It was found that major seismic events were timed to the time intervals of tectonic and paleogeographic restructuring of sedimentation basins, accompanied by intensification of the process of drawdown of the reservoir bed, changes in the composition of sediments accumulated in the paleobasin. Paleoearthquakes affected diagenetic processes occurring in sediments. The appearance of seismogenic cracks led to the migration of silt solutions along them into adjacent layers of a different lithological composition, where the deposition of autigenic minerals, geochemically not characteristic of this type of precipitation, took place. The diagenetic autigenic mineral substance was sensitive to the effects of seismic shocks, which passed through the gel stage during its formation (silica, Fe sulfides, etc.). The impact of earthquakes on high-carbon clay strata affected the processes of migration and redistribution of hydrocarbons in the sedimentary sequences; the formation of a complex fracturing system in rocks caused the appearance of reservoir properties that were initially absent in them, i.e. collectors of a certain type were formed.

Keywords: paleoearthquakes, seismites, lithification, diagenesis

УДК 551.214

Литогенетические отражения подводного грязевого вулканизма

Глазырин Е. А.

Акционерное общество «Южное научно-производственное объединение по морским геологоразведочным работам» (АО «ЮЖМОРГЕОЛОГИЯ»)

Грязевой вулканизм служит одним из проявлений формирования осадочно-породных бассейнов. В ареалах своего развития он играет значительную роль не только в структурообразовании, но и осадконакоплении. На первом - сухопутном - этапе изучения грязевого вулканизма интерес к нему был вызван преимущественно поисковым значением на нефть [Губкин и др., 1938]. Денудационный характер сухопутного ареала развития грязевых вулканов не позволял рассматривать грязевой вулканизм как одно из проявлений литогенетического процесса. Последующее изучение грязевого вулканизма в подводных условиях показало, что грязевые вулканы широко распространены в нефтегазоносных бассейнах - в активных окраинах, зонах сжатия аккреционных комплексов, поясах надвигов, пассивных окраинах, глубоких осадочных бассейнах, связанных с активными границами плит, а также в крупных авандельтах [Dimitrov, 2002; Kopf, 2002; Dupré et al., 2008; Istadi et al., 2012; Mazzini et al., 2017]. С расширением морских глубоководных исследований и развитием технических средств число подводных грязевых вулканов оценивается между 7000 и 1000000 [Judd et al., 2005; Milkov A.V. 2000.]. Несмотря распространенность, идентификация литогенетических проявлений грязевого вулканизма в древних толщах остается проблемной. Это говорит о не достаточной изученности грязевого вулканизма как литогенетического фактора.

Ключевые слова: грязевой вулканизм, палеовулканизм, литология

Исходные данные. Использованы материалы 2009-2023 годов, полученные АО «ЮЖМОРГЕОЛОГИЯ» по программам государственного мониторинга состояния недр и геологического картирования акватории Азовского, Черного и Каспийского морей, инженерных изысканий, а также анализ многочисленных научных публикаций. Наиболее значимые публикации приведены в списке литературы, а также представлены в списках литературы самих публикаций.

Результаты. В настоящее время можно выделить три генетических типа грязевого вулканизма: классический тип; газогидратный (производный от разложения газогидратов); серпентинитовый (голубосланцевый).

Выделяемые типы грязевого вулканизма обладают литогенетическими особенностями.

Классический тип грязевого вулканизма связан с нефтегазоносными областями. Это самый изученный, широко описанный и распространенный тип [Dimitrov, 2002; Dupré et al., 2008; Istadi et al., 2012; Kopf, 2002; Mazzini et al., 2017]. Его отличительной чертой служит геохимическая специализация с формированием выраженного и структурированного геохимического поля, где типоморфными компонентами служат нефть, фенолы, полиароматические углеводороды и ртуть [Глазырин, 2017а, 2017б]. На глубинах морского дна ниже верхней границы гидратообразования с ним могут быть связаны газогидраты.

Газогидратный тип грязевого вулканизма формируется за счет разложения в осадочном разрезе газогидратов метана [Milkov, 2000; Tinivella et al., 2012]. В отличие от других типов обладает неглубоким заложением питающих корней, определяемым нижней границей стабильности газогидратов. Грязевулканическая брекчия, как правило, не содержит обломки литифицированных горных пород и состоит из относительно мелких и нелитифицированных глинистых обломков [Пятилова и др. 2022], для отложений не характерны химические компоненты, свойственные классическому типу [Богданов и др. 2022].

Серпентинитовый тип грязевого вулканизма выделен в глубоководных надсубдукционных зонах как результат дегидратации, декарбонизации и метаморфических реакций в зонах субдукции [Fryer, 1999; Shipboard..., 2001; Mottl et al., 2003]. Вулканы отличается на порядок большими размерами (десятки километров в диаметре), чем у предыдущих типов. Грязевулканическая брекчия ассоциирует с пелагическими отложениями и представлена серпентинитовым илом с обломками серпентинизированных перидотитов, голубых (глаукофановых) сланцев. Отложения обогащены As, B, Cs и Li [Mottl et al., 2003].

Общим для всех типов грязевых вулканов служит поставка в зону седиментации грязевулканической брекчии. Она обладает рядом характерных признаков [Ахманов и др., 1999], матрикс состоит из дезинтегрированного и обводненного материала пород прорываемого разреза. При этом для каждого типа грязевого вулканизма характерны свои особенностей. В проксимальной фации грязевулканических отложений одной фазы извержений слоистость отсутствует, грубая слоистость проявлена при наложении нескольких фаз, импульсном характере извержения. В подстилающем разрезе присутствуют каналы газо-флюидной разгрузки, текстуры дегазации, нептунические дайки. Дистальные фации обладают слоистостью и прогрессивным уменьшением размеров и количества вынесенных обломков, возрастанием доли синхронной седиментационной компоненты.

По своему строению (большое количество интракластов в пелитовом матриксе) грязевулканические отложения схожи с декливиальными. Поэтому особую важность приобретают их вещественные, текстурно-структурные, геохимические особенности, геоморфологическая и структурно-тектоническая позиция, наличие развитой системы подводящих каналов. По структурно-текстурным особенностям и механизму образования в соответствии с [Петрографический..., 2009; Беленицкая, 2012] грязевулканическая брекчия более соответствует флюидогенным породам (флюидолитам). Это выражается в присутствие в них как ксенолитов рамы, так и нередко относительно глубинных ксенолитов (с глубин в несколько километров), а также в несортированности кластического материала и сочетанием угловатых и округлых обломков. Весьма важным диагностическим признаком флюидолитов является присутствие в них разнообразных по составу и форме обломков, а также включений сложного строения, обусловленных прерывистостью грязевулканического процесса, его многоимпульсностью. Эти включения интерпретируются как «ксенолит в ксенолите», «ксенолит в интракласте», «брекчия в брекчии» и т.д.

За счет холодной газо-флюидной разгрузки грязевые вулканы создают своеобразную геохимическую среду и специфические биоценозы, трофическая цепь которых основана преимущественно на метанотрофных бактериях. Данные биоценозы описаны многими исследователями [Levin, 2005; Olu-Le et al., 2004; Werne et al., 2004] и включают в себя помимо бактериальных сообществ колонии полихет, моллюсков, мшанок, губок, гидроидов, ракообразных и пр. Активный биоценоз развивается в период относительно вялой, рассредоточенной газо-флюидной разгрузки, в результате чего формируются локализованные биогенные отложения, преимущественно в виде ракуши и биогермов.

С метановой разгрузкой подводного грязевого вулканизма связана очаговая карбонатная литификация, описанная в многочисленных публикациях. Метаногенные карбонатные литификационные образования описаны на самом дне (воронкообразные тела, корки, плиты и постройки различной морфологии), в верхнем слое нелитифицированых отложений (трубообразные тела, брекчии и песчаники на карбонатном цементе, цементация биотурбации, жилообразные тела, стяжения, штокверки и др.), так и в прорываемом разрезе (нептунические дайки с карбонатным цементом, карбонатизированная грязевулканическая брекчия). Такие образования, в частности,

весьма характерны для подводного грязевого вулканизма Керченско-Таманского региона [Глазырин и др., 2015; Глазырин и др., 2020].

Пульсационное формирование грязевулканических структур сопровождается их периодическим ростом, размывом сформированных отложений и оползневыми проявлениями. Форма площади размыва от субизометричной у конусных структур, до линейной у трещинных. Характерно также присутствие оперяющих и сопровождающих веерных и цветковых размывов по валообразным пластическим деформациям морского дна. Кровля размываемой грязевулканической брекчии обогащается более прочными обломками.

Заключение. Приведенные материалы могут служить помощью для идентификации литогенетических проявлений грязевого палеовулканизма в осадочных толщах и способствовать правильной интерпретации выделяемых в них структурно-вещественных проявлений.

Литература

Ахманов Г.Г., Лимонов А.Ф. Грязевулканические отложения: генетические признаки и роль в осадконакоплении // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. - 1999. - № 5. - С. 22-28.

Беленицкая Г.А. Флюидный седиментогенез – современное научное направление осадочной геологии: состояние, объекты, задачи // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25-29 сентября 2012 г.). Том I. Санкт-Петербург: СПбГУ. - 2012. - С. 30-32.

Богданов А.А., Видищева О.Н., Рязанцева К.Ю. и др. Результаты исследования углеводородных газов и органического вещества в донных отложениях грязевого вулкана «МГУ» в экспедиции Class@Baikal-2022 // Труды XI Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022». Том IV (IV): [сборник]. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС». - 2022. - С. 171-174.

Глазырин Е.А. К структуре геохимического поля подводного грязевого вулкана // Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. М.: ИО РАН. - 2017а. - С. 321-325.

Глазырин Е.А. Основные результаты изучения подводного грязевого вулканизма Керченско-Таманского региона // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Том VII. Часть 2 / Под ред. Керимова И.А. М.: ИИЕТ РАН. - 2017б. - С. 39-48.

Глазырин Е.А., Глазырина Н.В. Неоген-четвертичные карбонатные постройки и образования подводных газо-флюидных разгрузок Азово-Таманского региона // Геология рифов: Материалы Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. - 2015. - С. 32-33.

Глазырин Е.А., Глазырина Н.В. Реперные карбонатные постройки начальной стадии формирования Керченско-Таманской грязевулканической области // Геология рифов: Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 130-летию со дня рождения Веры Александровны Варсанофьевой. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. - 2020. - С. 39-41.

Губкин И.М., Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. М., Л.: Изд-во АН СССР. - 1938. - 44 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. - 2009. - 200 с.

Пятилова А.М., Ахманов Г.Г., Соловьева М.А, И. и др. Грязевые вулканы озера Байкал (по материалам Class@Baikal-2022) // Труды XI Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022». Том IV (IV): [сборник]. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС». - 2022. - С. 41-44.

Dimitrov L.I. Mud volcanoes — the most important pathway for degassing deeply buried sediments // Earth-Science Reviews. - 2002. - 59. - P. 49–76.

Dupré S., Buffet G., Mascle J. et al. High-resolution mapping of large gas emitting mud volcanoes on the Egyptian continental margin (Nile deep sea fan) by AUV surveys // Marine Geophysical researches. - 2008. - Vol. 29, № 4. - P. 275-290.

Fryer P., Wheat C.G., Mottl M.J. Mariana blueschist mud volcanism: implications for conditions within the subduction zone // Geology. - 1999. - 27. - P. 103–106.

Istadi B.P., Wibowo H.T., Sunardi E. et al. Mud volcano and its evolution // Earth sciences, Dr. Imran Ahmad Dar (Ed.). - 2012. - P. 375-434.

Judd A., Martinelli G., Panahi B. (ed.) Gas emissions from mud volcanoes. Significance to global climate change // Mud volcanoes, geodynamics and seismicity. - 2005. - 51, chapter 4. - P. 147-157.

Kopf A.J. Significance of mud volcanism // Reviews of geophysics. - 2002. - 40, 2. - 52 p.

Levin L.A. Ecology of cold seep sediments: interactions of fauna with flow, chemistry and microbes // Oceanography and marine biology: An annual review. - 2005. - 43. - P. 1-46.

Mazzini A., Etiope G. Mud volcanism: an updated review // Earth-science reviews. - 2017. - 168. - P. 81-112.

Milkov A.V. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates // Marine Geology. - 2000. - 167. - P. 29-42.

Mottl M.J., Komor S.C., Fryer P., Moyer C.L. Deep-slab fluids fuel extremophilic Archaea on a Mariana forearc serpentinite mud volcano: Ocean drilling program leg 195 // Geochem. Geophys. Geosyst. - 2003. - 4 (11). - 14 p.

Olu-Le Roya K., Sibueta M., Fiala-Meŕdioni A. et al. Cold seep communities in the deep eastern Mediterranean Sea: composition, symbiosis and spatial distribution on mud volcanoes // Deep-sea research, part I, 51. - 2004. - P. 1915–1936.

Shipboard scientific party. Leg 195 Preliminary report. Seafloor observatories and the Kuroshio current. 2 March–2 May 2001. Ocean drilling program. Texas A&M University. 1000 Discovery drive. College Station TX 77845-9547. USA. - 2001. - 70 p.

Tinivella U., Giusuiniani M. An overview of mud volcanoes associated to gas hydrate system // Updates in Volcanology. Edited by Karoly Nemeth. - 2012. - 43 p.

Werne J.P., Haese R.R., Zitter T. et al. Life at cold seeps: a synthesis of biogeochemical and ecological data from Kazan mud volcano, eastern Mediterranean Sea // Chemical geology. - 2004. - Vol. 205. - P. 367–390.

Lithogenetic impressions of submarine mud volcanism

Glazyrin E. A.

JSC Southern Scientific and Production Association for Marine Geological Exploration (JSC YuZhMORGEOLOGIA)

Mud volcanism is one of the manifestations of sedimentary basin formation. In the areas of its development, it plays a significant role not only in structure formation but also in sedimentation. At the first - terrestrial - stage of the study of mud volcanism, interest in it was mainly due to its importance in oil prospecting (Gubkin et al., 1938). The denudation character of the onshore area of mud volcanic development did not allow mud volcanism to be considered as one of the manifestations of the lithogenetic process. Subsequent study of mud volcanism in submarine conditions showed that mud volcanoes are widely distributed in oil and gas bearing basins - in active margins, compression zones of accretionary complexes, thrust belts, passive margins, deep sedimentary basins associated with active plate boundaries, as well as in large avandelts [Dimitrov, 2002; Kopf, 2002; Dupré et al, 2008; Istadi et al., 2012; Mazzini et al., 2017]. With the expansion of deep-sea marine exploration and the development of technical means, the number of submarine mud volcanoes is estimated between 7000 and 1000000 [Judd et al., 2005; Milkov A.V. 2000.]. Despite the prevalence, identification of lithogenetic manifestations of mud volcanism in ancient strata remains problematic. This indicates that mud volcanism as a lithogenetic factor is not sufficiently studied.

Keywords: mud volcanism, paleovolcanism, lithology

УДК 551.79

Палеогеографические провинции перигляциально-лёссовой формации средне-волжского бассейна

Глушанкова Н.И., Судакова Н.Г.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. Россия,119991, г. Москва, Ленинские горы, ni.glushankova@mail.ru

В докладе рассмотрены особенности формирования и распространения перигляциально-лессовой формации в Поволжье. На основе обобщения результатов системного палеогеографического анализа представлена комплексная характеристика лессовых пород – полигенетических по происхождению и полихронных по времени осадконакопления. Установлена региональная специфика в строении и составе лессовых горизонтов, приуроченных к разновозрастным палеогеографическим зонам Русской равнины. Сравнительный анализ комплексной характеристики лессовых отложений позволил вывить общие тенденции пространственной и возрастной изменчивости их строения и состава. Установленные пространственно-временные закономерности развития и периодичности лессообразования имеют большое значение для реконструкций палеогеографических событий плейстоцена.

Ключевые слова: перигляциально-лессовая формация, плейстоцен, палеогеографический анализ.

Породы перигляциально-лессовой формации плейстоцена широко распространены как во внеледниковой зоне, так и в древнеледниковой области Русской равнины, включая северные провинции (до широты 60° - 62°). Лессовидные суглинки разновозрастных генераций в них имеют островное распространение, определенную геоморфологическую приуроченность и специфический состав. Полигенетические по происхождению и полихронные по времени седиментации лессовые породы в своем строении и составе отражают условия осадконакопления и содержат ценную палеогеографическую, стратиграфическую, а также геоэкологическую информацию. Однако, несмотря на длительную историю изучения разновозрастной толщи лёссовых пород и достигнутые результаты плодотворных реконструкций, до сих пор остается ряд нерешенных дискуссионных вопросов, касающиеся главным образом генезиса лессовых толщ в отдельных регионах. Недостаточно изучены закономерности распространения и геоморфологической приуроченности лессовых пород в связи с фациально-генетической обстановкой седиментации. Нет единого мнения о выделении и границах северных лёссовых провинций на Русской равнине (Новейшие ..., 2004). Существующие разногласия требуют системного подхода к решению поставленных проблем с учетом региональных природных условий.

Актуальность решения поднятых принципиально важных вопросов предопределяет приоритетные задачи исследования: установление региональных особенностей в распространении, строении и составе лессовых пород в палеогеографических провинциях; обоснование выделения северных и восточных лессовых провинций Средне-Волжского бассейна на основе выявленных палеогеографических закономерностей лессообразования. В основу сопоставлений и обобщений был положен обширный фактический материал по строению лёссовых разрезов и составу отложений, накопленный в результате многолетних исследований территории Ярославско-Костромского Поволжья, Вятско-Камской области, Приволжской возвышенности, Заволжья и Прикамья (Глушанкова, 1998). На территории центральных и северо-восточных районов изучено более 100 обнажений и 85 разрезов скважин, что позволяет проследить тенденции пространственной и возрастной изменчивости литологического состава лёссовых горизонтов. Учитывая определяющую роль природной обстановки в формировании перигляциально-лёссовой формации, важно изучить и сопоставить типичные особенности лёссов каждой палеогеографической зоны, формирующихся в границах разновозрастных ледниковых покровов.

Геоморфологическое строение **Ярославско-Костромского Поволжья**, входящего в палеогеографическую зону московского и калининского оледенений, предопределяет особые условия формирования лёссовых пород – генезис, геоморфологическую приуроченность, строение и состав. В результате анализа и обобщения, данных комплексного изучения более 20 разрезов выявлены региональные особенности лёссообразования (Судакова, Базилевская, 1976). Основные площади, занимаемые ледниковыми и водно-ледниковыми равнинами московского возраста на правобережье и левобережье р. Волги и в бассейне реки Сухоны сложены с поверхности маломощными (1-3 м) лёссовидными суглинками. Они отличаются прерывистым и островным распространением с отдельными массивами повышенной (2-5 м) мощности. Лёссовидные породы отсутствуют на зандровой поверхности Молого-Шекснинской и Верхневолжской низин. Лёссового покрова лишены и конечно-моренные гряды.

Анализ площадного распространения лёссовидных пород мощностью от 2 до 5 м выявил их геоморфологическую приуроченность к разновысотным и разновозрастным ступеням водно-ледниковой аккумуляции позднего плейстоцена: к изолированным разновысотным озерным котловинам (Черемошник 160-200 м абс. отм. на Борисоглебской возвышенности); к озерно-ледниковым террасам на уровнях 130 и 110 м в Ростовской и Ярославско-Костромской низинах, а также к более высоким озерным террасам на Молого-Шекснинской низменности и поздневалдайских приледниковых озер, образование которых обусловлено обильным обводнением вблизи стадиальных границ оледенений.

На юго-восточной периферии калининского оледенения в границах московских стадиалов в крупных озерных низинах – Ростовской и Ярославско-Костромской прослеживаются террасы: III 120 м абс. отм. – калининская и II 110 м абс. отм. – осташковская с разновозрастным покровом лёссовидных суглинков. В Молого-Шекснинском Заволжье вблизи границ валдайских оледенений озерные террасы развивались в автономном режиме, здесь насчитывается до 9 террасовых ступеней, причем ранневалдайская терраса фиксируется здесь на отметках около 130 м. Геоморфологический анализ показывает, что разновозрастные озерные террасы тесно связаны со стадиальными ледниковыми образованиями.

Прерывистое и островное развитие лёссовидных суглинков преимущественно водно-ледникового генезиса переменной мощности (в среднем от 1 до 3 м) отмечается к северу от границы московского оледенения в бассейне Верхней Волги. По направлению к границе осташковского

оледенения мощность лессовидных суглинков постепенно уменьшается, они образуют все более прерывистый покров. На этом фоне выделяются отдельные ареалы относительно повышенной мощности лёссовидных суглинков (до 4-7 м), относящихся, как правило, к разновозрастным генерациям террасовых уровней древнеозерных котловин. В Ярославском Поволжье господство низменного рельефа, пространственное сближение краевых ледниковых гряд трех оледенений (московского, калининского, осташковского) препятствовало свободному оттоку талых ледниковых вод, создавая в тылу краевых зон благоприятные условия для длительного существования подпрудных озерных бассейнов, а в отдельные эпохи – единой системы сообщающихся между собой полупроточных водоёмов. На моренных волнистых равнинах заметное участие в формировании лёссовых накоплений принимали склоновые (солифлюкционные) процессы, активизирующиеся под влиянием криогенных факторов.

В Ярославском Поволжье впервые выделены и обоснованы разновозрастные генерации лёссовых покровов, венчающих террасовые уровни озер – позднемосковские, ранневалдайские (калининские), поздневалдайские (осташковские). Генерации лёссовидных отложений разных уровней различаются по особенностям минералогического спектра, составу конкреций и микростроению, которые могут служить их литологической идентификации (Базилевская, Судакова 1976). Ярусное строение перигляциально-лёссовой формации и отличительные признаки состава выделенных генераций свидетельствуют о периодичности процесса лёссообразования.

Располагаясь на северной периферии типичных лёссовых провинций, лёссовидные породы в пределах палеогеографической зоны калининского и московского оледенений обладают специфическими особенностями в связи с ландшафтно-климатической и фациально-генетической обстановкой осадконакопления. По сравнению с лёссовыми отложениями южных провинций они выделяются невысокой карбонатностью ($CO_{2\ карб.}$ ~ 2,0 %), повышенной глинистостью при пылеватости 40-50% и пористости около 40%. О преимущественно бассейновой их седиментации свидетельствуют проявления слоистости и микрослоистости, высокая глинистость, фациальная изменчивость гранулометрического состава. Минералогические спектры наследуют состав местных подстилающих ледниковых отложений и не содержат дальнеприносных компонентов (Базилевская, Судакова, 1986), что ограничивает роль эолового фактора в лёссовой седиментации. Характер минеральных образований и криогенные микротекстуры согласуются с криоаридными условиями перигляциального лёссообразования. Учитывая особенности распространения, строения и состава лёссовых пород, а также тесную генетическую связь с подстилающими водно-ледниковыми отложениями, следует в данной провинции отводить решающую роль водной седиментации лёссовидных суглинков при активном участии криогенных и склоновых процессов.

Окско-Сурско-Приволжская провинция включает территории северо-восточной окраины Среднерусской возвышенности, Окско-Донской равнины и Приволжской возвышенности, что в структурном плане соответствует Воронежской антиклизе. Здесь лессовые породы заметно отличаются по характеру распространения, мощности, строению и составу лессовых пород северных провинций. В пределах рассматриваемой провинции лессовые отложения отсутствуют на значительной площади Мещерской аллювиально-зандровой равнины. На левобережье реки Оки, в бассейне рек Пра и Протвы лессовые породы имеют прерывистое распространение, небольшие мощности (до 2-3 м) и залегают на гляциальных флювиогляциальных отложениях московского возраста. Отложения представлены светло-коричневым слабо карбонатным ($CO_{2\ карб.}$ не более 0,5%) суглинком, в котором выделяются два слоя. Верхний слой (до 1,5 м) имеет опесчаненный гранулометрический состав, а нижний (до 0,5-1,5 м) - более глинистый состав с редким включением гравия, реже гальки. Для него характерна столбчатая отдельность. Изменение гранулометрического состава отложений обусловлено генетической связью с подстилающими породами. В некоторых разрезах наблюдаются горизонты ископаемых почв, свидетельствующих о перерывах в осадконакоплении.

В пределах северо-западной части Среднерусской возвышенности лёссовые породы залегают сплошным покровом на обширных водораздельных пространствах, склонах долин и на поверхностях высоких речных террас. Они представлены суглинками карбонатными, микропористыми, в разной степени просадочными с содержанием пылеватых частиц от 30 до 90 %**.** Мощность отложений на большей части данной территории колеблется в пределах 5-10 м и лишь на небольших площадях у южной и юго-западной границ провинции возрастает до 25-30 м.

На **Окско-Донской равнине** лёссовый покров имеет прерывистое распространение. Он представлен средними и тяжелыми пылеватыми, карбонатными ($CO_{2\ карб.}$ до 20%), просадочными суглинками. В южном направлении наблюдается увеличение степени карбонатности, а также просадочности породы, о чем свидетельствуют часто встречающиеся степные «блюдца» − понижения диаметром до 50-100 м и глубиной 0,5-2 м. В целом для Окско-Донской равнины преобладающая мощность лёссовых пород колеблется в пределах 2-5 м, хотя наблюдаются и отклонения от фоновых значений. Так, в верховьях р. Суры мощность лёссовых пород составляет 15,5 м, а на небольшом

участке широтного отрезка долины р. Оки они имеют островное распространение и мощность, не превышающую 2 м.

Возвышенное положение и эрозионное расчленение **Приволжской возвышенности**, полого опускающейся к Окско-Донской равнине и крутыми уступами обрывающейся к долине Волги, являются определяющими в распространении полигенетических лёссовидных отложений, не образующих здесь сплошного покрова, а носящих островной характер. Мощность их непостоянна и изменяется от первых метров до 10 м. Преобладающей является мощность в 5-10 м, но встречаются отдельные участки (как правило, в нижних частях приводораздельных склонов), где мощность достигает 15-20 м. Повсеместно лёссовые образования представлены палево-бурыми, пылеватыми, известковистыми и макропористыми глинисто-суглинистыми породами.

Породы перигляциально-лёссовой формации на территории **Прикамской провинции** развиты на значительной площади междуречий, вскрываются в речных долинах, но отсутствуют на крутых склонах и самых высоких элементах рельефа. Неотъемлемым компонентом строения лёссовых толщ являются горизонты ископаемых почв, что свидетельствует о периодичности лёссообразования. Общая мощность отложений лёссово-почвенной формации в низовьях долины р. Камы неодинакова и достигает 16-20 м (на правобережье р. Камы ~ 20,0 м, на левобережье ~16,0 м) (Глушанкова, 1998, 2015).

Современный рельеф левобережья р. Камы представляет собой систему аккумулятивных террас с хорошо выраженными тремя надпойменными террасами, сформированными на породах казанского и татарского ярусов. На территории Камской провинции, в пределах водораздельной поверхности, представляющей собой слабо приподнятую, волнистую, слегка наклонённую равнину, распространение перигляциально-лёссовых отложений носит прерывистый и островной характер. В отличие от долинного комплекса отложений, на междуречьях сокращаются мощности поздне – среднеплейстоценовых лёссово-почвенно-криогенных серий (от 18-20 м в долине р. Камы, до 11-12 м на водоразделах), мощности разновозрастных горизонтов лёссовидных суглинков варьируют. В их распространении отмечается своеобразная прерывистость по простиранию и замещение их супесями и песками. На некоторых участках позднеплейстоценовая серия отложений в значительной степени редуцирована. Среди разновозрастных горизонтов лёссовидных суглинков поздне − среднеплейстоценовые разности, существенно различающиеся по составу, имеют значительную мощность и пространственную выдержанность на междуречьях (Глушанкова, 2015).

В результате комплексного исследования пород перигляциально-лёссовой формации в бассейне Верхней и Средней Волги установлены региональные особенности их строения, состава и общие закономерности развития в связи с палеогеографической обстановкой морфолитогенеза, а также провинциальные особенности лёссовых толщ, приуроченных к палеогеографическим зонам разновозрастных оледенений. Отчетливо проявляются провинциальные различия лёссово-почвенных серий, как в возрастном диапазоне, так и обусловленные пространственной изменчивостью свойств лёссовых горизонтов**.** В соответствии с полученными данными по условиям лёссообразования, строению и составу лёссовых отложений выделены следующие провинции: 1) Верхневолжская Ярославско-Костромская в границах московского и калининского оледенений; 2) Окско-Сурско-Приволжская в зоне днепровского и раннеплейстоценовых оледенений; 3) Прикамская во внеледниковой области. Региональная специфика выделенных провинций, проявляется в их площадном распространении, геоморфологической приуроченности, фациально-генетической обстановке, в строении и составе лёссовых пород.

В результате регионального палеогеографического подхода к изучению особенностей формирования перигляциально-лёссовой формации на территории Верхнего и Среднего Поволжья были установлены определенные закономерности в распространении и составе лёссовых горизонтов. При этом удалось проследить общие тенденции их пространственной и возрастной изменчивости в связи с палеогеографическими условиями лёссообразования. Так, широтная зональность перигляциально - лёссового процесса проявляется в увеличении мощности лёссовых пород в южном направлении: в среднем от 1-5 м прерывистого покрова в перигляциальной зоне поздненеоплейстоценовых оледенений до 10 м и более переменной мощности в области ранненеоплейстоценовых оледенений, а также во внеледниковой зоне. Одновременно в этом направлении отчетливо выражена тенденция к усилению пылеватости, карбонатности, пористости и, как следствие, просадочности лёссового покрова.

Вместе с тем, в областях более древних оледенений (окского и донского) последовательно усложняется структура стратиграфического строения лёссовых разрезов. Ярусное строение лёссовых толщ на периферии осташковского и калининского оледенений, где их разновозрастные генерации приурочены, как правило, к разновысотным геоморфологическим уровням и террасам водноледниковых бассейнов, сменяется к югу сложно построенным в стратиграфическом отношении лёссово-почвенным комплексом. Установленные закономерности формирования перигляциально-лёссовой формации в северных и восточных провинциях Поволжья имеют важное геоморфологическое и геоэкологическое значение при оценке развития морфолитосистем.

Литература

Базилевская Л.И., Судакова Н.Г. Зависимость литологии лёссов от подстилающих пород в Центральной России // Вестник МГУ. Серия География. 1986. № 1. С. 68-74.

Глушанкова Н.И. Четвертичная стратиграфия и история развития бассейнов Средней Волги, Нижней Камы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Вып. 6. № 2.С. 91-107.

Глушанкова Н.И. Строение, состав и условия формирования новейших отложений в бассейне Нижней Камы // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 3. С. 215-227.

Новейшие отложения и палеогеография Окско-Донской древнеледниковой зоны. Смоленск: Изд-во «Маджента». 2004. 120 с.

Судакова Н.Г., Базилевская Л.И. Особенности лессовидных отложений Ярославского Поволжья // Известия АН СССР. Серия географ.1976. № 5. С. 90-98.

Paleogeographic provinces of the periglacial-lösse formation of the middle volga basin

N.I. Glushankova, N.G. Sudakova

Lomonosov Moscow State University. Russia, 119991, Moscow, Leninsky Gory, ni.glushankova@mail.ru

The report considers the features of the formation and distribution of the periglacial-loess formation in the Volga region. Based on the generalization of the results of systemic paleogeographic analysis, a comprehensive description of loess rocks - polygenetic in origin and polychromous in time of sedimentation is presented. Regional specifics have been established in the structure and composition of loess horizons associated with different-age paleogeographic zones of the Russian Plain. Comparative analysis of the complex characteristics of loess deposits made it possible to derive general trends in spatial and age variability of their structure and composition. The established spatial-temporal patterns of development and frequency of loess formation are of great importance for reconstructions of Pleistocene paleogeographic events.

Keywords: periglacial-loess formation, Pleistocene, paleogeographic analysis.

УДК 550.85:552.632

Диагенез калийных и калийно-магниевых солей в прибортовой зоне Прикаспийской впадины

Гончаренко О.П.

Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, Россия, 420012, г. Саратов, ул. Астраханская, 83, goncharenkoop@mail.ru

Современный облик галогенных отложений обусловлен комплексом наложенных на исходный осадок диагенетических, катагенетических и гипергенных процессов. Диагенез и катагенез каменной соли меняют лишь структурно-текстурные характеристики, пористость, насыщенность поровыми растворами и рапой включений, способность ограничивать миграцию растворов и флюидов. Для калийно-магниевых солей эти процессы могут приводить к замене первичных минеральных ассоциаций – вторичными и, соответственно, к изменению их состава и технологических свойств как полезного ископаемого и даже существенно изменить интервалы и площади их распространения.

Ключевые слова: калийно-магниевые соли, седиментация, диагенез.

Известно, что особенности строения соленосной толщи, а также облик калийных пород, в значительной степени обусловленный развитием постседиментационных процессов. Общим для их проявления является то, что химический состав минералообразующих растворов, участвующих в этом процессе, полностью зависим от продуктов перекристаллизации и поровых растворов, агрессивных по отношению к соляным минералам. Одним из основных источников реакционных растворов является глинисто-карбонатные отложения, присутствующие в разрезе. Освобождение этих растворов, как правило, происходит на стадии уплотнения осадка при его литификации.

Более всего изучены процессы раннего («озерного» по М.Г. Валяшко, 1962) диагенеза, во время которого происходит дорастание «скелетных» и «лодочковых» разностей минералов до полногранных форм - галитом обрастания (докристаллизации), замена метастабильных парагенезисов – стабильными. Эти процессы происходят при активном участии наддонной рапы и межкристалльных растворов. Определяющими факторами их протекания является повышенная температура придонных

слоев рапы и состав осадка (прежде всего наличие легко трансформируемых, при изменении температуры, сульфатов магния: гексагидрита, эпсомита (Валяшко, 1962). При несущественной роли в соляном осадке глинисто-карбонатной примеси, что характерно для удаленных от берега частей бассейна, наибольшие возможности для диагенетических преобразований представляют те участки, в которых первичные парагенезисы соответствуют первой-второй колонке галогенных отложений (Валяшко, 1962), реализующиеся при высокой сульфатности рапы, близкой к составу современных океанических вод (ССОВ). В участках наиболее стабильной гидрохимии главным фактором преобразования пород при диагенезе становится повышенная температура придонных слоев рапы и межкристального раствора осадка. Однако, повышенные температуры рапы, как показано О.И.Петриченко, В.М.Ковалевичем и нами (Петриченко, 1979, Ковалевич, 1978, Московский, Гончаренко, 1989), отмечаются лишь для калийных стадий, при наличии пикноклина и термоклина. Галит же, являясь наиболее консервативной минеральной фазой галогенных отложений, изменяется, прежде всего, на стадии раннего диагенеза, когда происходит дорастание седиментационной разности прозрачным зернистым или шпатовым галитом с редкими жидкими вакуолями. Невысокие температуры захвата жидкости в этих включениях фиксируются однофазовым жидким составом включений в прозрачном перекристаллизованном галите. Анализ структур галита из различных геоструктурных областей показывает что перекристаллизация бывает значительна при галокинезе, пликативных деформациях орогенного типа, либо при воздействии на соль растворов иной концентрации и гидрохимического типа (Валяшко, 1962, Ковалевич, 1978, Джиноридзе и др., 1980, Петриченко, 1979, Московский, Гончаренко, 1989, Свидзинский, 1992 и др.).

Значения газонасыщенности рапы включений, существенно превышающие их величины для седиментационного галита, установлены в перекристаллизованном галите солянокупольных районов и в каменной соли, подвергшейся воздействию хлоркальциевых вод, имеющих, видимо, частично, элизионную природу. Возможность существенного влияния этих вод отмечалась О.И.Петриченко (1979), А.И.Азизовым (1991), и др. В интервалах влияния этих вод масштабы перекристаллизации галита существенно возрастают. Такие явления характерны для краевых частей бассейна, где возрастает роль карбонатно-глинистого материала. Так в разрезах галогенных отложений Приволжской моноклинали (Сафроновский, Наримановский и др. участки) широко развита перекристаллизация галита с образованием водянопрозрачных его разностей. Содержание Ca^{2+} (в виде $CaCl_2$) в его вакуолях достигает 30-60 г/л и даже более.

Определения pH в растворах включений в диагенетическом галите показали, что перекристаллизация галита шла из слабокислых растворов. Данные о распределении брома в галите и жидкости включений указывают, что бром связан, в основном, с жидкой фазой, в которой его больше почти на два порядка. Исходя из этого, можно с полной уверенностью говорить, что потеря седиментационной рапы при галокинезе (с миграцией в породы-коллекторы) будет вести к существенному уменьшению количества брома в галите (и, естественно, в самой породе).

В калийно-магниевых солях на стадии седиментации образуется в основном галит “перистой” структуры и галит высаливания. Перекристаллизация этих разностей галита с утратой ими своей внутренней структуры (мелкозернистости, наличия включений и др.) в обычных условиях прибортовых районов с моноклинальным залеганием пластов солей, сильно затруднена и отмечается лишь в участках выклинивания калиеносных пород, а также в подстилающих или перекрывающих калийные соли отложениях. Типичной разностью перекристаллизованного галита в калийно-магниевых солях так же является шпатовый водянопрозрачный галит с редкими, крупными вакуолями включений (двух и многофазовыми) с минералами-узниками сильвином или карналлитом. Температура диагенетических преобразований в калийно-магниевых парагенезисах составляла 75-80^{0}C, превышая таковую при диагенезе каменной соли. Обусловливается это тем, что, во-первых, при диагенезе, перестает действовать механизм концентрирования тепла за счет солнечной энергии и, во-вторых, в калийно-магниевых солях, при этом, начинаются реакции, имеющие экзотермический характер (Петриченко, 1979).

В отличие от преобразования каменной соли, постседиментационные изменения минералов заключительных стадий галогенеза сводились не только к изменению текстурно-структурных особенностей, но и к изменению их минерального состава. Погружение осадков на глубину на стадии диагенеза, сопровождавшееся повышением температуры и давления среды, приводило к дегидратации и превращению метастабильных минералов в новые, стабильные. Для выяснения условий протекания постседиментационных процессов в толще калийных и калийно-магниевых пород и диагенетического минералообразования в районе прибортовой зоны Прикаспийской впадины, нами исследовались включения в перекристаллизованном галите (парагенетически связанном с сильвином, карналлитом, бишофитом) и включения в сильвине.

В прибортовых районах впадины нами выделено 4 разности сильвина. Две из них – прозрачный мелкозернистый и молочно-белый сильвин, - по данным наших исследований, относятся к первично седиментационным разностям. Следующие разности, представленные красным и прозрачным шпатовым сильвином - образовались на стадии диагенеза. С целью установления условий

образования диагенетического сильвина, нами использовались включения в красном и шпатовом сильвине, включения в галите из ассоциации с ними, а также учитывались данные, полученные при изучении условий первичной кристаллизации седиментационной разности сильвина.

Растворы включений в красном сильвине, как и в седиментационном, относятся к сульфатному химическому типу, но, в отличие от последних, характеризуются повышенными концентрациями ионов магния, изменяющихся в пределах от 95 до 115 г/л и практическим отсутствием сульфат-иона. Содержание калия составляет в них 26-29 г/л, что несколько ниже, чем в седиментационных разностях сильвина (31-31 г/л).

Растворы из включений в шпатоврм прозрачном сильвине характеризуются повышенными концентрациями калия, порядка 42 г/л. Содержание магния в них составляет 65-70 г/л, концентрация сульфат-иона изменяется от следов в прибортовых участках впадины до 25 г/л в центральных районах. Данные исследования растворов включений в галите, парагенетически связанном с диагенетическим сильвином свидетельствуют о появлении в растворах кальция. Концентрация этого иона варьирует от 1,5 до 5,5 г/л. Калий, магний и сульфат в растворах включений из галита, парагенетически связанного с диагенетическим сильвином, определены в количестве K^+ - 20-50 г/л, Mg^{++} - 400-100 г/л, SO_4^{--} - сл. – 1,5 г/л, Ca^{++} - 2-6 г/л.

Результаты исследования химического состава газовой смеси, по данным масс – спектрометрического исследования включений в красном крупнокристаллическом сильвине, свидетельствуют о том, что основными компонентами являются N_2 (32,43-76,41%), CH_4 (17-97%), C_2H_6 (2,14-2,49%), CO_2 (1,06-2,6%) и H_2 (1,77-2,13%). Такой состав газов свидетельствует о невозможности их поступления из древней атмосферы в период седиментации. По мнению многих исследователей, такой состав газовой фазы формируется в процессе разложения органического вещества при литификации пород (Гончаренко, 1991). Аналогичные компоненты в составе микровключённых газов обнаружены в сильвине диагенетического происхождения Старобинского, Верхнекамского и др. месторождений (Высоцкий и др., 1988). Газ во включениях находится под большим давлением, о чём свидетельствует вскипание растворов при вскрытии вакуолей включений. По данным исследования существенно газовых включений в диагенетическом галите из парагенезиса с красным сильвином, давление на стадии диагенеза составляло в среднем 10-15 атм.

Температура среды диагенетического минералообразования составляла, в среднем, 75-80^0 С. Причём, было отмечено, что температура гомогенизации включений в галите из калийных отложений превышало температуру гомогенизации включений в галите из вмещающей толщи каменной соли. Это связано, видимо, с тем, что диагенез калийных и калийно-магниеых отложений приводил к изменению их минерального осадка, то есть происходила кристаллизация хемогенного материала в замкнутом пространстве захоронённого осадка.

Данные исследований особенностей распределения брома и рубидия в красном крупнокристаллическом и прозрачном шпатовом сильвине однозначно решают вопрос о вторичной природе их образования. Так, значение бром-хлорного коэффициента в них варьирует в пределах от 1,1 до 2,3 при содержаниях брома от 0,049 до 0,11 вес. %, что значительно ниже этих значений в молочно-белой разности сильвина. Рубидий в красном сильвине определён в количестве от 0,02 до 0,05 вес. %, а в шпатовом его содержится от 0,0092 до 0,02 вес. %, что значительно выше содержаний этого микроэлемента в молочно-белом сильвине. Обогащение сильвина рубидием происходит при его образовании за счёт растворения первично – седиментационного сильвина или карналлита. В последнем случае, по данным М.Г. Валяшко и др. (1962), рубидий в сильвине содержится в количестве 0,03-0,05 вес. %, что совпадает с выше представленными результатами.

Таким образом, присутствие высококонцентрированных хлор-магниевых растворов с пониженными содержаниями сульфат-иона или его практическим отсутствием в растворах из включений в красном крупнозернистом сильвине, пониженные содержания в нём брома и малые величины бром-хлорного отношения, высокая концентрация рубидия, а также состав газов и повышенное давление свидетельствуют о том, что образование этой разности сильвина происходило на стадии диагенеза за счёт перекристаллизации карналлита в условиях плотного осадка. Шпатовый сильвин образовался при растворении ранее сформированных первично седиментационных сильвина и карналлита. Свидетельством этого служит повышенная концентрация калия и пониженная сульфат-иона в растворах включений из шпатового сильвина. Магний в них находится в количестве, соответствующем первично-седиментационной разности. Но в отличие от последнего, шпатовая разность отличается низкими значениями бром-хлорного коэффициента, повышенными содержаниями рубидия; растворы включений находятся под давлением в 15 атмосфер и насыщены газами.

Необходимо также отметить, что растворы включений из проанализированных образцов сильвина характеризуются по составу исключительно сульфатным типом, тогда как в растворах включений из галита, парагенетически связанного с диагенетическим сильвином, отмечается появление кальция.

Карналлит и бишофит на стадии диагенеза, как наиболее неустойчивые минералы, претерпевали значительные преобразования исходя из данных исследования включений в красном

сильвине, можно заключить, что карналлит на стадии диагенеза в результате увеличения температуры и давления разлагался с образованием сильвина. Это подтверждается наличием высокой концентрации хлористого магния в растворах включений из красного сильвина, пониженными содержаниями брома и значительной концентрацией рубидия относительно сильвина, образовавшегося при испарении морской воды.

Что касается бишофита, то, как следует из данных изменения содержаний брома и величины бром-хлорного отношения, можно предположить, что перекристаллизация бишофита происходила внутри пласта; это приводило к преобразованию первично седиментационной разности бишофита в диагенетическую. Имеющиеся данные состава растворов из включений в седиментационном эвтоническом галите, парагенетически связанном с бишофитм, и содержание брома в нём свидетельствуют о том, что большая часть бишофита образовалась из морских сгущённых растворов. Единичные данные состава растворов включений в диагенетическом галите, образующем парагенетическую ассоциацию с бишофитом, указывают на их практически полное сходство с составом растворов включений в седиментационном галите из бишофитовых пород.

Таким образом, данные исследования растворов включений в минералах галогенных пород прибортовой зоны Прикаспийской впадины позволили установить, что преобразование галогенных отложений на стадии диагенеза происходило, в основном, под влиянием захоронённых растворов, состав которых изменялся в зависимости от минерального состава вмещающих пород. Состав рапы кунгурского солеродного бассейна при диагенезе изменялся в сторону понижения концентрации сульфат-иона вплоть до перехода её в хлор-кальциевый подтип хлоридного типа. Освобождение захоронённых растворов на стадии погружения и литификации осадка приводило к частичному растворению присутствующих в разрезе калийных и калийно-магниевых пород. Результатом чего явилось обогащение диагенетических растворов ионами калия и магния.

Минералообразующие растворы на стадии диагенеза характеризовались повышенными концентрациями брома относительно его содержаний в исходной рапе на начало стадии садки галита. Так, если морские растворы, из которых кристаллизовался галит, содержали бром в количестве 0,006-0,0025%, то растворы включений в галите докристаллизации – 0,06-0,12%, в шпатовом галите – 0,2-0,4%, в оранжевом галите – 0,4-0,6%.

При диагенезе калийных хлоридных отложений химический состав растворов изменялся в сторону возрастания содержания ионов магния и снижения роли сульфат-иона. Диагенетическое преобразование калийных и калийно-магниевых пород шло, видимо, без существенного выноса или поступления минералообразующих растворов. Образование диагенетических калийных минералов происходило за счёт первично-седиментационных мелкозернистых минералов, которые перекристаллизовывались на месте путём укрупнения кристаллов с возникновением крупных, обычно идиоморфных кристаллов галита, сильвина, кизерита и, частично, карналлита.

Состав газов и насыщенность ими растворов на стадии диагенеза обусловливались разложением органического вещества и радиоактивностью калийных отложений. Доминирующее значение среди растворённых газов в диагенетических растворах имели N_2 и CH_4.

Минералообразующие растворы на стадии диагенеза характеризовались слабокислой средой; pH параметры находились в прямой зависимости от количества хлористого магния в растворе. Температура среды на стадии диагенеза, по данным гомогенизации двух- и многофазовых включений, изменялась от 55 до 80^0 С.

Литература

Азизов А.И. Роль химического состава солеродных растворов в формировании "морских" соляных отложений / А.И. Азизов // Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1991, С.39-44.

Валяшко М.Г. Закономерности формирования месторождений калийных солей / М.Г. Валяшко. М.; Изд-во МГУ, 1962. 398 с.

Валяшко М.Г. Экспериментальное изучение взаимодействия хлоркальциевых рассолов с сульфатными солями галогенных отложений / М.Г. Валяшко, В.И. Борисенков, Н.Н. Волкова // Геохимия. 1973. № 8. С.1220-1229.

Высоцкий Э.А. Калиеносные бассейны мира / Э.А. Высоцкий, Р.Г. Гарецкий, В.З. Кислик. Минск; Наука и техника, 1988. 387 с.

Гончаренко О.П. Условия кристаллизации сильвина в прибортовой зоне Прикаспийской впадины / О.П. Гончаренко // Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. Новосибирск; Наука, 1991. С.67-73.

Джинoридзе Н.М. Геоструктурное положение и классификация солеродных бассейнов прошлого / Н.М. Джинoридзе, С.Д. Гемп, В.И. Раевский // Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей СССР. Тбилиси; Мецниереба, 1980. с.305-323.

Ковалевич В.М. Физико-химические условия формирования солей Стебникского калийного месторождения / В.М. Ковалевич. Киев; Наукова думка, 1978. 99 с.

Московский Г.А. Условия образования галогенных отложений Сафроновской площади Приволжской моноклинали (по
включениям в минералах) / Г.А. Московский, О.П. Гончаренко // Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. Новосибирск; 1983. С.88-90.
Петриченко О.И. Эпигенез эвапоритов / О.И. Петриченко. Киев; Наукова думка, 1989. 63 с.
Свидзинский С.А. Внутренняя тектоника солянокупольных структур и методы ее изучения. Ростов-на-Дону / С.А. Свидзинский. Изд-во Ростовского ун-та, 1992. 160 с.

Diagenesis of potassium and potassium-magnesium salts in the marginal zone of the Caspian Depression

Goncharenko O.P.
Saratov state university,Russia;420012, Saratov, Astrachanskaya, 83, goncharenkoop@mail.ru

The currentas pectsof the halogen deposits are determined by a complex of diagenetic, catagenetic and hypergene processes imposed on the original sediment. The rock salt diagenesis and catagenesis tend toal terjust the structural-textural characteristics, porosity, the degree of inclusion saturation with poresolutions and brine, the ability to restrict migration of solutions and fluids. As far as potassium-magnesium salts are concerned, those processes mayre sult in substitution of the primary mineral associations with the second ary ones, and, consequently, in changes of their compositions and technological properties as useful minerals; they may also bring about substantial changes of the intervals and areas of their occurrence.
Keywords: potassium-magnesium salts, sedimentation, diagenesis.

УДК 550.93:551.7:552.54

Метод ступенчатого растворения в изучении Sr-изотопной хемостратиграфии и Pb-Pb геохронологии доломитов Стародеченской свиты, Анабарское поднятие, Северная сибирь

Горохов И.М.[1], Васильева И.М.[1], Кузнецов А.Б.[1], Ризванова Н.Г.[1], Липенков Г.В.[2], Константинова Г.В.[1]

1 – Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, igorokhov@inbox.ru
2 – Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Средний пр. , 72а, Gleb_Lipenkov@vsegei.ru

Методом ступенчатого растворения определены изотопные составы Sr и Pb в доломитах стародеченской свиты Анабарского поднятия Сибирской платформы. Первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных образцах варьируют в пределах 0.70822 – 0.70861. Pb-Pb изохронный возраст доломитов составляет 569 ± 27 млн. лет. Полученные геохронологические и хемостратиграфические характеристики доломитов стародеченской свиты согласуются с интервалом соответствующих первичных отношений и возрастом известняков и доломитов юдомской серии Учуро-Майского района Сибирской платформы, позволяют уверенно коррелировать эти карбонатные породы друг с другом и объединять их в единый юдомский комплекс.
Ключевые слова: хемостратиграфия, геохронология, доломит

Стародеченская свита, слагающая верхнюю часть протерозойского разреза Анабарского поднятия Северной Сибири, принадлежит к числу опорных стратиграфических подразделений верхнего докембрия Сибирской платформы, сыгравших ведущую роль в выделении предположительно эдиакарского юдомского комплекса (Журавлева, Комар, 1962). В качестве типовой последовательности этого комплекса была принята преимущественно карбонатная юдомская серия Учуро-Майского района Юго-Восточной Сибири, которая несогласно налегает на различные горизонты рифейских и дорифейских образований Сибирской платформы и перекрывается отложениями первой фаунистической зоны томмотского яруса нижнего кембрия. Цель настоящего сообщения – геохимическое, хемостратиграфическое и изотопно-геохронологическое изучение доломитов стародеченской свиты и оценка возможности ее уверенной корреляции с карбонатными породами юдомской серии. Образцы доломитов отбирались в долине р. Котуйкан, где стародеченская свита представлена только своей преимущественно сульфатно-карбонатной верхней частью.

Для изучения Rb-Sr и U-Pb систематики доломитов применялась методика ступенчатого растворения, позволяющая получать геохимическую и изотопную информацию о карбонатном материале, образованном (или преобразованном) в различные периоды геологической истории старореченской свиты.

При исследовании Rb-Sr систематики измельченные образцы обрабатывали 0.2N CH_3COOH в объемах, вычисленных таким образом, чтобы последовательно растворить около одной трети [фракция $L(Rb\text{-}Sr)_1$] и затем еще одну треть [фракция $L(Rb\text{-}Sr)_2$] карбонатного материала (Li et al., 2011; Горохов и др., 2018, 2022). Таким образом, использовалось двухступенчатое растворение.

Методика изучения U-Pb систематики карбонатных пород, примененная в настоящей работе, была недавно опубликована и включает два варианта, в одном из которых (Горохов и др., 2019) в качестве материала для исследования используются валовые карбонатные составляющие пород, а в другом (Горохов и др., 2022, Васильева, 2022) – карбонатные фракции этих пород [$L(U\text{-}Pb)_n$], полученные методом многоступенчатого растворения в 0.5N HBr. В первом варианте методики измельченные образцы обрабатывали 0.5N HBr при комнатной температуре до полного растворения карбонатного материала и анализировали полученные растворы. Во втором варианте – исследовали U–Pb систематику фракций, полученных многоступенчатым растворением карбонатной составляющей пород в 0.5N HBr.

Доля некарбонатной составляющей, нерастворимой в 10% HCl и сложенной преимущественно кварцем со следами вещества слюд и полевых шпатов, в изученных породах колеблется от 1 до 38%. Карбонатная составляющая в доломитах содержит 62–363 мкг/г Mn и 590–4550 мкг/г Fe.

При анализе Rb-Sr систематики доли карбонатного материала, переходящего в раствор на первой [во фракции $L(Rb\text{-}Sr)_1$] и второй [во фракции $L(Rb\text{-}Sr)_2$] ступенях обработки 0.2N CH_3COOH, для всех изученных образцов приблизительно одинаковы: 28–38% и 27–42% соответственно. Близки друг к другу и содержания Sr в этих фракциях. Однако содержания Rb во фракции $L(Rb\text{-}Sr)_1$ для подавляющего большинства образцов значительно превышают его содержания во фракции $L(Rb\text{-}Sr)_2$. В соответствии с этим и измеренные отношения Rb/Sr во фракциях $L(Rb\text{-}Sr)_1$, как правило, много больше этих отношений во фракциях $L(Rb\text{-}Sr)_2$. Этот эффект, уже не в первый раз достигаемый методом ступенчатого растворения – несомненное доказательство различия геохимической истории карбонатного материала, растворяющегося на разных этапах кислотной обработки карбонатных пород, и позволяет в качестве хемостратиграфического параметра рассматривать отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ только во фракциях $L(Rb\text{-}Sr)_2$ (Горохов и др., 2018, 2022).

Значения измеренных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ во фракциях $L(Rb\text{-}Sr)_2$ различных образцов позволяют в первом приближении разделить все изученные карбонатные породы на три категории, выделив в них (1) эпигенетически измененные породы, (2) породы довендского возраста, не принадлежащие к старореченской свите, и (3) вероятно, вендские старореченские породы. Последующий U-Pb анализ валовых карбонатных составляющих пород определил среди изученных образцов те, которые сформировались в венде и наилучшим образом сохранили свои U-Pb изотопные системы со времени своего формирования (раннего диагенеза). Дальнейшее уточнение Pb-Pb изотопного возраста пород старореченской свиты осуществлялось применением метода многоступенчатого растворения (Горохов и др., 2022). Для этого из числа образцов, в которых ранее анализировался изотопный состав Pb валовых карбонатных составляющих, были выбраны четыре доломита, содержащие минимальные количества некарбонатной примеси (3-7%).

Карбонатный материал ранних ступеней растворения явно отличается по своей геохимической истории от материала поздних ступеней. Измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ во фракциях $L(Rb\text{-}Sr)_1$ наименее измененных доломитов колеблются от 0.70869 до 0.70912, тогда как интервал этих отношений во фракциях $L(Rb\text{-}Sr)_2$ тех же образцов составляет 0.70826 – 0.70863.

В первых двух фракциях ступенчатого растворения доломитов в 0.5N HBr, которые представляют изотопный состав Pb в одной трети карбонатного материала изученных образцов, отношения $^{238}U/^{204}Pb$ существенно выше, а $^{206}Pb/^{204}Pb$ ниже тех, которые наблюдаются в более поздних фракциях. Можно полагать, что изотопный состав Pb в этих начальных фракциях отражает эпигенетические изменения, тогда как в последующих фракциях, характеризующихся относительно низкими значениями $^{238}U/^{204}Pb$ и высокими значениями $^{206}Pb/^{204}Pb$, он отвечает “наименее измененному” карбонатному материалу и может использоваться для изохронных построений в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ и вычисления Pb-Pb возраста.

Различаются и значения изотопного возраста для ранних и поздних ступеней растворения, вычисленные путем построения изохрон в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$: по 10 точкам фракций $L(U\text{-}Pb)_1$ и $L(U\text{-}Pb)_2$ получено значение 450 ± 130 млн лет (при СКВО = 2.2), а по 24 точкам фракций $L(U\text{-}Pb)_3$–$L(U\text{-}Pb)_n$ – 569 ± 27 млн лет (при СКВО = 1.0). Последнее значение принимается в качестве оценки возраста раннего диагенеза карбонатных пород старореченской свиты.

После введения поправки на накопившийся в доломитах радиогенный ^{87}Sr, первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ во фракциях $L(Rb\text{-}Sr)_2$ составляют 0.70822 – 0.70861, совпадая с ранее полученными для этих пород данными (0.70815 – 0.70868; Покровский, Виноградов, 1991), и хорошо

вписываются в довольно узкий диапазон вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7080 – 0.7085) в поздневендском океане (Кузнецов и др., 2014).

Кроме того, геохронологические и хемостратиграфические характеристики доломитов старореченской свиты согласуются с Pb-Pb возрастом 553 ± 23 млн лет и интервалом 0.70829 – 0.70844 соответствующих первичных отношений в известняках и доломитах юдомской серии Учуро-Майского района Сибирской платформы (Семихатов и др., 2003), позволяют уверенно коррелировать эти карбонатные породы друг с другом и объединять их в единый юдомский комплекс.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00420.

Литература

Васильева И.М. Применение метода ступенчатого растворения для уточнения Pb-Pb возраста карбонатных пород камовской серии (Байкитская антеклиза Сибирской платформы) / Васильева И.М., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Ризванова Н.Г. // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г). — СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ. – 2022. – С. 30-32.

Горохов И.М. Изотопные составы Sr и Pb в доломитах нижнерифейской билляхской серии Анабарского поднятия: метод ступенчатого растворения в хемостратиграфии и геохронологии / Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Константинова Г.В., Дубинина Е.О., Липенков Г.В., Ризванова Н.Г. // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2022. – 30. – № 4. – С. 22–51.

Горохов И.М. Карбонатные породы пограничных рифей-вендских отложений Анабарского поднятия: изотопная ($^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) систематика и хемостратиграфические следствия / Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Липенков Г.В., Дубинина Е.О., Бигун И.В. // Докл. Акад. наук. – 2018. – 482. – № 4. – С. 434–438.

Горохов И.М. Раннерифейская билляхская серия Анабарского поднятия, Северная Сибирь: изотопная C–O геохимия и Pb–Pb возраст доломитов / Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Дубинина Е.О.// Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2019. – 27. – № 5. – С. 19–35.

Журавлева З.А. К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива / Журавлева З.А., Комар В.А. // Докл. АН СССР. – 1962. – 144. – № 1. – С. 197-200.

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

Покровский Б.Г. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) / Покровский Б.Г., Виноградов В.И. // Докл. АН СССР. – 1991. – 320. –№ 5. – С. 1245–1250.

Семихатов М.А. Pb-Pb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) / Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю. // Докл. Акад. наук. 2003. Т. 393. № 1. С. 83-87.

Li D. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: guidelines for the use of bulk carbonate and phosphorite rocks / Li D., Shields-Zhou G.A., Ling H.-F., Thirlwall M. // Chem. Geol. 2011. V. 290. № 3–4. P. 133–144.

Step-leaching technique in the study of Sr-isotope chemostratigraphy and Pb-Pb geochronology of dolostones, Staraya Rechka Formation, Anabar Uplift, Northern Siberia

Gorokhov I.M.[1], Vasil'eva I.M.[1], Kuznetsov A.B.[1], Rizvanova N.G.[1], Lipenkov G.V.[2], Konstantinova G.V.[1]

1 - Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia, nab. Makarova, 2, igorokhov@inbox.ru

2 - A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia, Sredniy Prospect, 72a, Gleb_Lipenkov@vsegei.ru

The isotopic compositions of Sr and Pb in the dolostones of the Staraya Rechka Formation of the Anabar Uplift, the Siberian Platform, were determined by the method of stepwise dissolution. The initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in the least altered samples vary between 0.70822 – 0.70861. The Pb-Pb isochron age of the dolostones is 569 ± 27 MA. The obtained geochronological and chemostratigraphic characteristics of the dolomites of the Staraya Rechka Formation are consistent with the interval of

the corresponding initial ratios and the age of the limestones and dolostones of the Yudoma Group of the Uchur-Maya region of the Siberian Platform, allow us to confidently correlate these carbonate rocks with each other and combine them into a single Yudoma complex.
Keywords: chemostratigraphy, geochronology, dolostone

УДК 551.86
Седиментационное моделирование юрско-меловых отложений в пределах северного обрамления Сибири

Грислина М.Н., Шиманский В.В., Танинская Н.В., Низяева И.С., Васильев Н.Я., Колпенская Н.Н., Нугуманова А.А., Мясникова М.А., Зельцер В.Н.

СПФ ФГБУ «ВНИГНИ», Россия 192019, Санкт-Петербург, ул. Смоляная, дом 11, корп. 2, grislina@vnigni.ru

Предметом исследований являются юрско-меловые отложения на территории северного обрамления Сибири в пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба, Анабаро-Хатангской седловины и Лено-Анабарского прогиба. На основе фациальной интерпретации керна, ГИС и сейсморазведки разработаны седиментационные модели для юрско-меловых отложений, которые являются наиболее перспективными для прогноза и поисков УВ и содержат залежи нефти. Определены обстановки осадконакопления с зонами развития русловых, дельтовых и турбидитовых комплексов. Выявлены фации, наиболее благоприятные для формирования коллекторов, фации надводных и подводных дельтовых, и приливно-отливных каналов, проксимальных частей конусов выноса дельт и турбидитов. По выполненным палеогеографическим реконструкциям и фациальным построениям составлены прогнозные карты-схемы зон развития улучшенных коллекторов.
Ключевые слова: юрско-меловые обстановки осадконакопления.

Метод. В работе использовалась методика седиментационного моделирования (Шиманский и др, 2014), (Шиманский и др, 2016), (Таниская и др, 2016), опробованная на многих объектах Западной Сибири. Фациальная принадлежность отложений устанавливалась по результатам седиментологического, палеонтологического и ихнофациального анализа керна, отобранного из 14 скважин. Пространственное распределение, диагностированных в керне фаций, по разрезу и по площади выполнялось на основе фациальной интерпретации ГИС по 41 скважине и интерпретации сейсмических данных.

В результате анализа скважинных и сейсмических данных установлено клиноформное строение валанжин-готеривских отложений Гыданского полуострова и западной части Енисей-Хатангского прогиба, которое подтверждается также проведенными ранее исследованиями (Конторович, 2011), (Исаев и др, 2015).

Результаты исследований. В начале юрского периода Западная Сибирь представляла собой возвышенную, слаборасчлененную приподнятую сушу. Область аккумуляции располагалась на севере Западной Сибири и Восточной Сибири.

В ранней юре (поздний плинсбах) при формировании осадочных толщ шараповского горизонта в результате трансгрессии на всей территории устанавливается режим морского осадконакопления, преобладают обстановки мелководно-морского и открытого шельфа с глинистой седиментацией. В юго-западной прибрежной части Енисей-Хатангского района отмечается конус выноса дельты в области мелководно-морского шельфа, в которой также выделяется зона распространения предполагаемых дельтовых отложений. На крайнем востоке продолжает сохраняться глубоководный шельф. Областью денудации были Среднесибирские горы, а на севере источниками сноса являлись палеоострова Новой Земли и Таймыра.

В средней юре (ранний байос) при образовании осадков вымского горизонта значительно уменьшается область морского палеобассейна, только на западе и крайнем востоке отмечаются фации открытого шельфа. В результате регрессии увеличивается скорость поступления обломочного материала в подводной части дельтовой равнины на юге и на востоке Енисей-Хатангского района, формируются конусы выноса дельты с дельтовыми каналами, проксимальной, средней и дистальной частями. Снос осадочного материала осуществлялся с бортовых частей прогиба со Среднесибирских гор и с Таймырской денудационной равнины, которые обрамляли палеобассейн на севере и юге Енисей-Хатангского и Анабаро-Ленского районов.

В позднебайос-раннебатское время при накоплении отложений малышевского горизонта в условиях продолжающейся регрессии моря при сближении Таймырского палеоострова с Сибирской платформой, в западной зоне Енисей-Хатангского района отмечается значительное увеличение

площади развития и размеров конусов выноса дельт, стекающих как с юга со Среднесибирских гор и холмогорий, так и с севера с Таймырской денудационной равнины. Наибольший снос осадочного материала осуществлялся с южной бортовой части палеобассейна, формируя значительные по площади конусы выноса дельт. Также отмечается конус выноса дельты на крайнем западе района, источником сноса, вероятно, являлось Уральское холмогорье.

В поздней юре в келловее отмечалась крупнейшая трансгрессия моря, продолжающаяся и в волжский век при формировании баженовского горизонта. Границы морского бассейна несколько расширились и значительно увеличилась его глубина в западной части Енисей-Хатангского района, где формировались битуминозные аргиллиты. В северо-восточном направлении обстановки сменяются открытым и мелководно-морским шельфом. В центральной части бассейна отмечается развитие мелководно-морского шельфа в зоне подводных возвышенностей. На северо-востоке в Анабаро-Ленском районе мелководно-морской шельф сменяется открытым, а затем глубоким шельфом. На севере область развития гор и холмогорий, относящаяся к Таймырскому поднятию, окаймляет временно-заливаемые участки пойм и прибрежные равнины, временно заливаемые морем, вдоль которых распространяется предположительная зона развития дельтовых комплексов. На южном борту палеобассейна также развиты горы, откуда вероятнее всего был основной источник сноса обломочного материала. Вдоль бортовой зоны развиты временно-заливаемые участки пойм и прибрежные равнины, временно заливаемые морем. На северо-востоке мелководно-морской шельф сменяется открытым, а затем глубоким шельфом.

В начале раннего валанжина накапливались отложения подурьевского резервуара (пласт СД12). Большая часть западной части Енисей-Хатангского района сложена фациями глубоководного бассейна. В них определены три конуса выноса турбидитовых потоков, которые характеризуются развитием питающих каналов, проксимальной, средней и дистальной частей. Зоны аллювиальной равнины и морского края дельтовых комплексов узкой полосой оконтуривают возвышенности на севере и юге исследуемой территории. В конце раннего валанжина отложения подмохового резервуара (пласт СД10-11) накапливаются в условиях аллювиальной равнины, открытого и мелководно-морского шельфа, континентального склона, глубоководного бассейна, турбидитовых и дельтовых комплексов. Основным источником сноса для формирования клиноформного комплекса являлись возвышенные горы Сибирской платформы и низменная Таймырская денудационная равнина, которые обрамляли палеобассейн на севере и юге.

В южной части территории несколько увеличивается по площади область развития аллювиальной равнины (надводной дельтовой равнины) с меандрирующими дельтовыми каналами. В подводной дельтовой равнине выделяются конусы выноса дельт с подводными дельтовыми каналами, с проксимальной, средней и дистальной частью, выделенные по результатам фациальной интерпретации ГИС в скважинах. На склоне и в глубоководном бассейне формируются конусы выноса турбидитовых потоков. На большей части территории продолжают накапливаться фации глубоководного бассейна.

В результате продолжающейся регрессии во время формирования пласта СД8-9 подчеускинского резервуара, накапливающегося в начале позднего валанжина в подводной дельтовой равнине увеличивается до шести количество конусов выноса дельт с подводными дельтовыми каналами с проксимальной, средней и дистальной частью. О том, что дельты, скорее всего, будут с приливно-отливным влиянием, говорят размеры и удлиненная форма их конусов выноса. В южной части подводной дельтовой равнины расположены три большие по площади конуса выноса дельты с дельтовыми каналами, проксимальными, средними и дистальными частями.

В конце позднего валанжина отложения подсармановского резервуара (пласт СД6-7) продолжают накапливаться при продолжающейся регрессии моря и проградации дельт в северо-западном направлении. В южной части отмечается значительное увеличение площади конусов выноса дельт, развивающихся, возможно по модели дельты с волновым влиянием и характеризующихся многочисленными разветвляющимися подводными дельтовыми каналами и обширными конусами выноса, несколько растянутыми вдоль береговой линии. Проксимальные, средние, дистальные части конусов выноса дельт и надводные дельтовые каналы определены по результатам фациальной интерпретации ГИС в скважинах. По-прежнему, на большей части территории продолжают накапливаться фации глубоководного бассейна и склона, в зоне которых отмечаются пять турбидитовых конусов выноса с проксимальной, средней и дистальной частью.

В начале раннего готерива накапливались отложения подуренгойского резервуара (пласт СД2-5) при продолжающейся регрессии моря и проградации дельтовых и турбидитовых комплексов в сторону глубокого моря. Область подводной дельтовой равнины и мелководно-морского шельфа занимает практически половину территории, что свидетельствует об обмелении бассейна. Значительные по размерам и растянутые вдоль береговой линии конусы выноса дельт, развивающиеся, вероятно, по модели дельт с волновым влиянием, содержат фации подводных дельтовых каналов. Фации континентального склона и дна бассейна выделяются в центре изучаемого

полигона и контролируются бровками шельфа. В зоне глубоководного бассейна и склона отмечается шесть турбидитовых конусов выноса с проксимальной, средней и дистальной частями.

В конце раннего готерива отложения подпимского резервуара (пласт СД0-1) продолжают накапливаться при значительной регрессии моря. Об этом свидетельствует увеличение площади развития аллювиальной равнины на юге исследуемой территории. Область развития глубоководного бассейна значительно уменьшается и отмечается только в крайней западной части бассейна. В надводной дельтовой равнине отмечаются многочисленные разветвленные дельтовые каналы с сопутствующими фациями береговых валов и песков разлива. В подводной дельтовой равнине продолжают формироваться значительные по размерам и растянутые вдоль береговой линии конусы выноса дельт с волновым влиянием, они содержат фации подводных дельтовых каналов, проксимальных, средних и дистальных частей. В центре исследуемого региона в зоне континентального склона и глубоководного бассейна выделяются шесть турбидитовых конусов выноса, которые соприкасаются проксимальными частями и образуют практически единое тело, вытянутое вдоль бровки шельфа.

В конце раннего-начале позднего готерива происходит еще более значительная регрессия моря и сокращение площади морского осадконакопления, в этих условиях накапливаются отложения подфроловского резервуара (пласт СД0). На большей части территории отмечается область развития аллювиальной равнины с реками, стекающими с южных и северных бортовых зон (рис.1).

В мелководно-морской части шельфа формируются многочисленные конусы выноса дельт. Область развития глубоководного бассейна отмечается только лишь на крайнем западе. Конусы выноса турбидитовых потоков образуют практически единое тело, вытянутое вдоль бровки шельфа. На севере Таймырские холмогорья окаймляются надводной дельтовой равниной, с которой стекают две реки, формирующие два конуса выноса в центральной части района. Область подводной дельтовой равнины и шельфа занимает практически половину территории, что свидетельствует об обмелении бассейна. Отмечается развитие небольших по площади конусов выноса дельт, стекающих со Среднесибирских гор на юге. В западной части района в зоне глубоководного бассейна и континентального склона выделяются пять турбидитовых конусов выноса. Конуса выноса турбидитовых потоков образуют практически единое тело, вытянутое вдоль бровки шельфа. Выделяются проксимальная, средняя и дистальная части конусов.

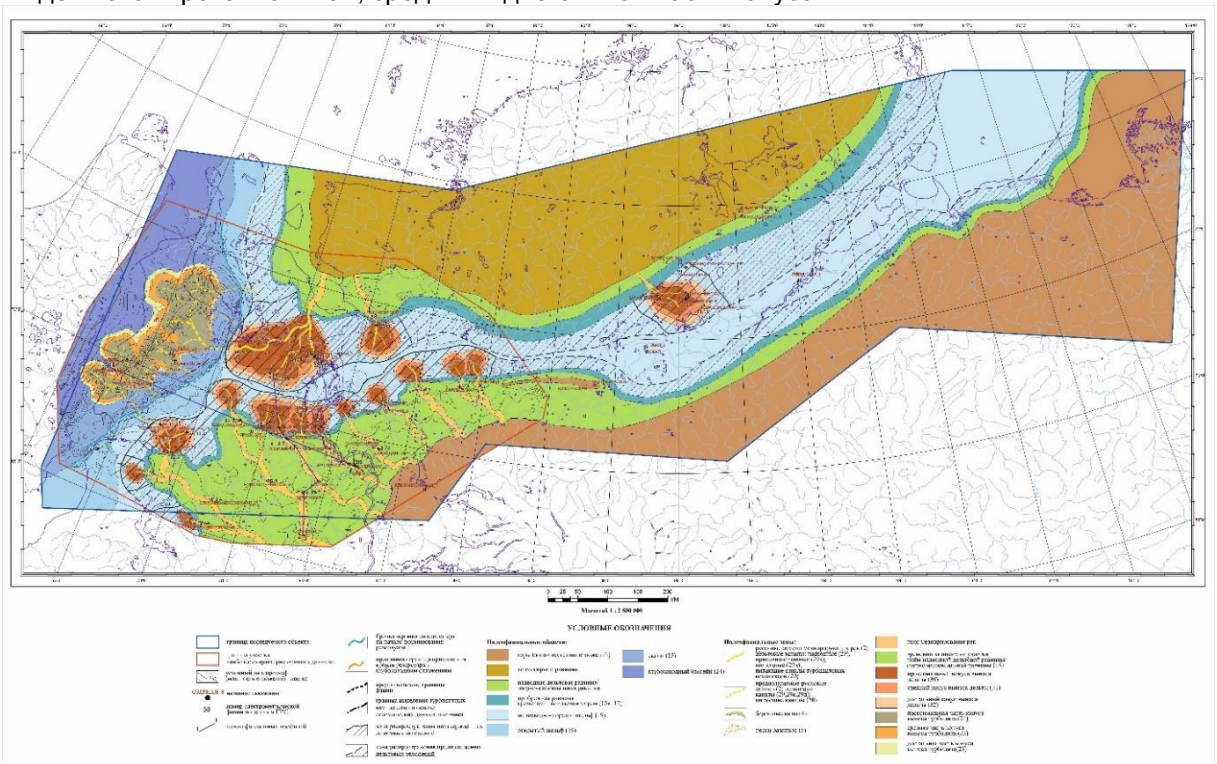


Рис. 1. Палеогеографическая карта северного обрамления Сибири с фациальной детализацией строения подфроловского резервуара (пласт СД0). Готерив

В результате проведенных исследований предложены седиментационные модели формирования валанжин-готеривских отложений западной части Енисей-Хатангского прогиба, представленные серией палеогеографических карт. Установлены этапы развития седиментационного бассейна в валанжинский и готеривский века. В валанжине-готериве при общем погружении бассейна увеличивается поступление обломочного материала со Среднесибирских гор и Таймырской

денудационной равнины. В результате в западной части Енисей-Хатангского прогиба в глубоководном море формируются турбидитовые комплексы, а в южной части региона отмечается широкое развитие рек, стекающих со Средне-Сибирских гор и формирующих многочисленные дельты. В качестве наиболее перспективных для формирования улучшенных коллекторов рассматриваются фациальные области русловых отмелей, приливно-отливных каналов, береговых валов речных пойм, проксимальной части конуса выноса дельты и дельтовых каналов, вдольбереговых прибрежно-морских баров и барьерных островов, пляжей, проксимальных частей конусов выноса турбидитов и питающих каналов.

Выводы. В результате проведенных исследований предложены седиментационные модели формирования валанжин-готеривских отложений западной части Енисей-Хатангского прогиба, представленные серией палеогеографических карт. Установлены этапы развития седиментационного бассейна в валанжинский и готеривский века. В валанжине-готериве при общем погружении бассейна увеличивается поступление обломочного материала со Среднесибирских гор и Таймырской денудационной равнины. В результате в западной части Енисей-Хатангского прогиба в глубоководном море формируются турбидитовые комплексы, а в южной части региона отмечается широкое развитие рек, стекающих со Средне-Сибирских гор и формирующих многочисленные дельты. В качестве наиболее перспективных для формирования улучшенных коллекторов рассматриваются фациальные области русловых отмелей, приливно-отливных каналов, береговых валов речных пойм, проксимальной части конуса выноса дельты и дельтовых каналов, вдольбереговых прибрежно-морских баров и барьерных островов, пляжей, проксимальных частей конусов выноса турбидитов и питающих каналов.

Литература

Афанасенков А.П., Бордюг А.В., Никишин А.М., Танинская Н.В., Шиманский В.В., Бордунов С.И. Уточнение палеогеографии севера Сибирской платформы с учетом новых данных // Геология нефти и газа, 2018 - №2. С. 5-23.

Исаев А.В., Кринин В.А., Карпухин С.М. Перспективы нефтегазоносностиклиноформного комплекса Енисей-Хатангского регионального прогиба //Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015, Т.10, №3 – http://ngtp.ru/rub/4/31_2015.pdf

Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба//Геология и геофизика, 2011, Т.52, №8. -С.1027-1050.

Танинская Н.В., Шиманский В.В., Колпенская Н.Н, Низяева И.С., Васильев Н.Я. Закономерности формирования и распределения коллекторов углеводородов в нижнемеловых отложениях севера Западной Сибири //Разведка и охрана недр, №2, 2016. С.30-36.

Шиманский В.В., Танинская Н.В., Колпенская Н.Н. Методические аспекты прогноза неструктурных ловушек углеводородов на примере юрско-меловых отложений Западной Сибири // Бюллетень Московского Общества Испытателей природы. Отд. Геология. - 2014. Т. 89 Вып. 4. С. 24-39.

Шиманский В.В., Танинская Н.В., Колпенская Н.Н., Низяева И.С., Васильев Н.Я. Седиментационное моделирование при прогнозе и поисках неструктурных ловушек. // Геология нефти и газа, 2016.-№3. С.55-65.

Sedimentation modeling of Jurassic-Cretaceous sediments within the northern border of Siberia

M.N.Grislina[1], V.V.Shimanskiy[1], N.V.Taninskay[1], I.S.Nizyaeva[1], N.Ya.Vasilev[1], N.N. Kolpenskay[1], A.A.Nugumanova[1], M.A..Myasnikova[1], V.N.Zeltser[1]

1 – SPb FSBI «VNIGNI», Russia 192019, St. Petersburg, Smolyanaya str., building 11, bldg. 2, grislina@vnigni.ru

The subject of research is the Jurassic-Cretaceous deposits on the territory of the northern border of Siberia within the Yenisei-Khatanga regional trough, the Anabar-Khatanga saddle and the Leno-Anabar trough. Based on the facies interpretation of the core, GIS and seismic exploration, sedimentation models have been developed for Jurassic-Cretaceous sediments, which are the most promising for the prediction and exploration of hydrocarbons and contain oil deposits. Sedimentation conditions with zones of development of channel, delta and turbidite complexes are determined. Facies that are most favorable for the formation of reservoirs, facies of surface and underwater delta and tidal channels, proximal parts of the cones of deltas and turbidites are identified. Based on the performed paleogeographic reconstructions and facies constructions, forecast maps-schemes of zones of development of improved reservoirs have been compiled.

Keywords: Jurassic-Cretaceous sedimentation environments

УДК 550.4+550.84

Литохимическая характеристика шунгитоносных флюидолитов Онежской палеопротерозойской структуры

Дейнес Ю.Е.

Институт геологии Карельского научного центра РАН. Россия, 185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11, deines@krc.karelia.ru

Проведены исследования шунгитоносных флюидолитов Онежской структуры в пределах двух залежей купольного и субпластового типов. Данные о составе минеральной компоненты шунгитоносных флюидолитов позволяют рассматривать Мельничный купол как наиболее вероятный источник флюидолитов. На месторождении Шуньга шунгитовые породы по литохимическим признакам разделены на три группы: шунгитовые породы VIII шунгитоносного горизонта и породы, аналогичные шунгитоносным флюидолитам Мельничной залежи.

Ключевые слова: шунгитовые породы, купольные структуры, Фенноскандинавский щит

Онежская синклинорная структура Фенноскандинавского щита уникальна по объему накопленного органического углерода в палеопротерозое и является стратотипической для шунгитовых пород. Основная масса органического углерода заключена в верхней подсвите заонежской свиты людиковийского надгоризонта палеопротерозоя Карелии (2,1-1,92 млрд лет).

В пределах заонежской свиты С.В. Купряковым (Купряков, 1988) было выделено девять горизонтов шунгитовых пород как наиболее обогащенных $C_{орг}$ участков слоистой толщи. Максимальное содержание $C_{орг}$ в наиболее тонких – пелитовых и алевролитовых компонентах, как правило, первично-глинистого, глинисто-кремнистого состава. Нумерация шунгитоносным горизонтам дана по стратиграфии (снизу вверх в пределах второй пачки верхней подсвиты).

Как известно шунгитовые породы формируют купольные и субпластовые залежи. Основным типом залежей при этом являются купольные постройки, развитые по шестому шунгитоносному горизонту и сложенные в основном максовитами. Максовиты – шунгитовые породы, содержащие от 10 до 45% углеродистого вещества смешанного типа, серовато-черные, матовые, плотные, пелитоморфные (Филиппов, 2002). Наиболее изученной является Максовская залежь Зажогинского месторождения, на котором в настоящее время ведется промышленная разработка. Особенности строения субпластовой залежи шунгитовых пород достаточно полно исследованы на примере месторождения Шуньга (Филиппов, Дейнес, 2018).

В пределах Мельничного купольного тела (аналог Максовской залежи шунгитовых пород) в 2016 г. были выделены флюидолиты – инъекционные метасапропелиты (Филиппов и др., 2016). По классификации Г.А. Беленицкой их следует отнести к флюидолитам реидно-осадочного генезиса (Беленицкая, 2005). Общая длина инъекции 21,5 м, видимая мощность 13 м. На поверхности инъекционного материала обычна сеть выпуклых кварцевых прожилков (рис. 1а), также часто встречаются слепки от удаленных при выветривании включений вмещающих инъекцию пород – лидитов и доломитов (рис. 1б). Инъекционный материал на контакте с доломитом рассланцован, имеет яркий желтый цвет.

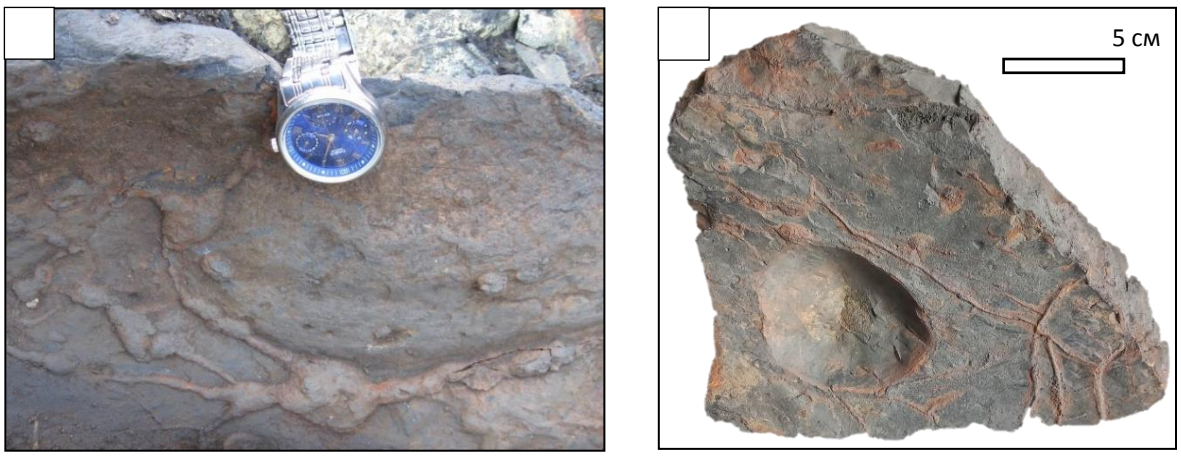


Рис. 1. Поверхность инъекций: а – выпуклые прожилки кварца, б - слепок от шарообразного включения доломита. Фото: Дейнес Ю.Е.

Поверхность инъекционных метасапропелитов покрыта желтой, буро-ржавой охрой, текстура брекчиевидная, она ясно подчеркнута прожилками кварца.

Основными минералами флюидолитов являются кварц и слюда. Достаточно часто встречаются полевой шпат, апатит; обычно присутствует пирит.

Особенности химического состава минеральной основы шунгитовых пород как в залежах, развитых по горизонтам, находящимся на разных стратиграфических уровнях, так и в пределах самих купольных залежей шунгитовых пород рассмотрены в работе (Дейнес, 2018). Для характеристики флюидолитов и шунгитовых пород Мельничной залежи, а также субпластовой залежи Шуньгского месторождения использовалась химическая классификация и система петрохимических модулей для осадочных пород, предложенных Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис (Юдович, Кетрис, 2000).

Данные химических анализов пересчитывались на безуглеродистую основу (минеральную компоненту максовитов). Были рассчитаны следующие петрохимические модули: гидролизатный – ГМ=(TiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2, титановый – ТМ=TiO_2/Al_2O_3, железный – ЖМ=(Fe_2O_3+FeO+MnO)/(TiO_2+Al_2O_3), фемический – ФМ=(Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO)/SiO_2, модуль нормированной щелочности – НКМ=(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3, алюмокремниевый – АМ=Al_2O_3/SiO_2, щелочной – ЩМ=Na_2O/K_2O, а также сумма щелочей (Na_2O+K_2O). На рисунке 2 представлена диаграмма «АМ-Na_2O+K_2O».

На диаграмме отчетливо наблюдается прямая зависимость между суммой щелочей (Na_2O+K_2O) и алюмокремниевым модулем (Al_2O3/SiO_2) как для флюидолитов, так и для шунгитовых пород. При этом, шунгитовые породы Шуньгского месторождения можно разделить на три группы. В таблице 1 представлен средний химический состав шунгитовых пород Мельничной залежи и месторождения Шуньга.

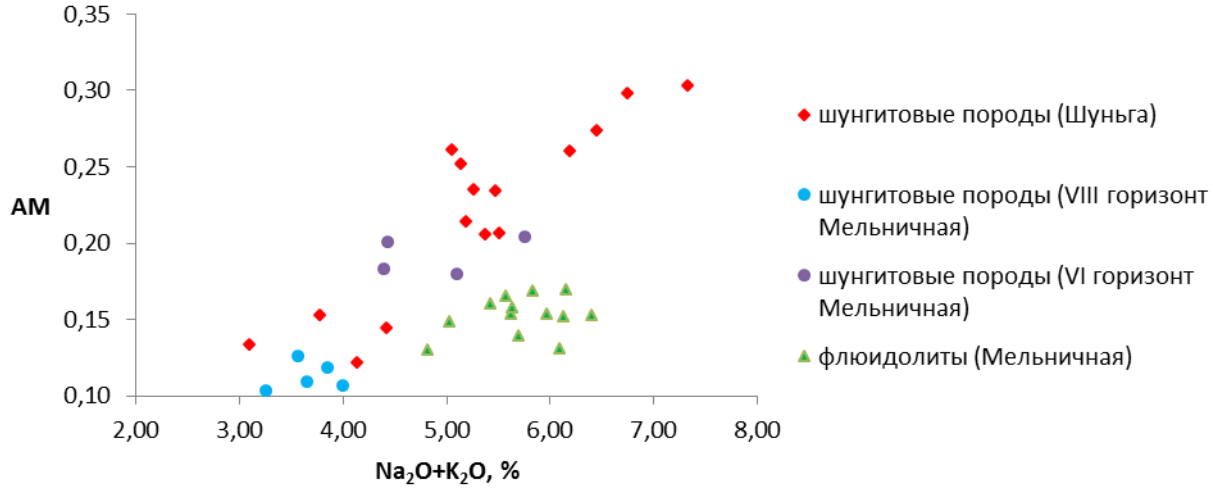


Рис. 2. Модульная диаграмма «АМ – Na_2O+K_2O»

Табл. 1 - Химический состав шунгитовых пород, %

	Шуньгское месторождение			Мельничная залежь		
	группа 1	группа 2	группа 3	VIII горизонт	флюидолиты	VI горизонт
n	4	7	4	5	13	4
SiO2	70,58	53,53	57,32	78,95	73,75	68,14
TiO2	1,03	1,28	1,53	0,55	1,19	0,79
Al2O3	9,78	12,23	16,26	8,9	11,27	13,09
(Fe2O3)общ	4,62	5,44	4,35	6,32	6,27	9,7
MnO	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,04
MgO	1,93	8,28	4	1,28	1,26	2,59
CaO	1,64	2,02	1,31	0,29	0,22	0,61
Na2O	0,26	0,46	0,61	0,86	0,47	0,28
K2O	3,6	4,82	6,07	2,81	5,24	4,64
P2O5	0,13	0,18	0,16	0,03	0,3	0,12

	Шуньгское месторождение			Мельничная залежь		
	группа 1	группа 2	группа 3	VIII горизонт	флюидолиты	VI горизонт
Сумма	100	100	100	100	100	100
п.п.п.	59,46	64,93	64,24	37,87	41,38	51,24

Примечание - Составы пересчитаны на безуглеродистую составляющую (минеральную компоненту максовитов). n – количество образцов.

В таблице 2 представлены петрохимические модули для этих же групп пород.

Если рассмотреть отдельно состав пород Мельничной залежи, то в шунгитовых породах VI горизонта и флюидолитах содержание SiO_2 минимальное, Al_2O_3 и K_2O максимальное. Следовательно, данные о составе пород позволяют рассматривать Мельничный купол как наиболее вероятный источник флюидолитов (Филиппов и др., 2016).

Выделенные три группы шунгитовых пород на месторождении Шуньга соответствуют следующим образцам: 1 группа - из подошвы нижнего слоя (глубина 5,7-6,5 м); 2 группа – из кровли верхнего слоя глубина (3,3-3,9 м); 3 группа - породы, занимающие промежуточное положение. Исходя из данных таблицы 2, породы подошвы нижнего слоя аналогичны шунгитовым породам восьмого шунгитового горизонта заонежской свиты; остальные образцы аналогичны флюидолитам Мельничной залежи. Можно предположить, что нижний слой представляет собой восьмой шунгитоносный горизонт, а вышележащие шунгитовые породы - флюидолиты, поднявшиеся из куполообразного тела, развитого по шестому шунгитоносному горизонту.

Табл. 2. Петрохимические модули шунгитовых пород

	Шуньгское месторождение			Мельничная залежь		
	группа 1	группа 2	группа 3	VIII горизонт	флюидолиты	VI горизонт
Na_2O+K_2O	3,86	5,29	6,68	3,66	5,72	4,92
ГМ	0,22	0,36	0,39	0,2	0,26	0,35
ЖМ	0,44	0,42	0,25	0,67	0,52	0,71
ФМ	0,09	0,28	0,15	0,1	0,1	0,18
АМ	0,14	0,23	0,28	0,11	0,15	0,19
ТМ	0,11	0,11	0,1	0,06	0,11	0,06
НКМ	0,4	0,44	0,41	0,41	0,51	0,38
ЩМ	0,07	0,1	0,1	0,36	0,09	0,06

Таким образом, на месторождении Шуньга выделены породы, аналогичные флюидолитам Мельничной залежи.

Так как содержание $C_{орг}$ в шунгитоносных флюидолитах существенно выше, чем в породах разрабатываемого в настоящее время Максовского месторождения (Филиппов и др., 2016), то они могут представлять высокий промышленный интерес.

Исследования выполнены в рамках темы НИР Федерального государственного бюджетного учреждения науки ФИЦ КарНЦ РАН «Шунгитовые породы Онежской палеопротерозойской структуры Фенноскандинавского щита: геология, минералогия, физико-химические свойства, использование в инновационных технологиях».

Литература

Беленицкая, Г.А. Инъекционно-осадочные типы седиментогенеза / Г. А. Беленицкая // Мат. VII Межд. конф. «Новые идеи в науках о Земле»: М.: 2005. С. 124–125.

Дейнес, Ю. Е. Литохимические признаки шунгитоносных горизонтов Онежского синклинория / Ю.Е. Дейнес // Труды Карельского научного центра РАН. – Петрозаводск, 2018. – № 11. – С. 111–115.

Купряков, С. В. Отчет о результатах поисковых работ на шунгитовые породы, проведенных в Онежской мульде в 1985–88 гг. / С. В. Купряков. – Петрозаводск, 1988. – 148 с.

Филиппов, М. М. Новый генетический тип шунгитоносных пород палеопротерозоя Онежской структуры / М. М. Филиппов, Ю. Е. Дейнес, К. И. Лохов, А. В. Первунина, О. В. Лохова // Региональная геология и металлогения. – СПб, 2016. – Вып. 67. – С. 95–106.

Филиппов, М. М. Субпластовый тип месторождений шунгитов Карелии / М. М. Филиппов, Ю. Е. Дейнес. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. – 261 с.

Филиппов, М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры / М. М. Филиппов. – Петрозаводск. 2002. – 280 с.
Юдович, Я. Э. Основы литохимии / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис. – СПб: Наука, 2000. – 479 с.

Lithochemical characteristics of shungite-bearing fluidolites of the Palaeoproterozoic Onega structure

Deines Yu.E.[1]

[1] *Institute of geology of Karelian Research Centre of RAS, Russia, 185910, Petrozavodsk, Pushkinskaya, 11, deines@krc.karelia.ru*

Studies of schungite-bearing fluidolites of the Onega structure were carried out within two deposits of dome and sublayer types. Data on the composition of the mineral component of schungite-bearing fluidolites allow us to consider the Melnichniy Dome as the most probable source of fluidolites. At the Shunga deposit, schungite rocks are divided into three groups according to lithochemical characteristics: schungite rocks of the VIII schungite-bearing horizon and rocks similar to the schungite-bearing fluidolites of the Melnichnaya deposit.
Keywords: shungite rocks, dome structures, Fennoscandian shield

УДК 551.352

Металлоносные осадки Атлантического океана

Добрецова И.Г.

АО Полярная морская геологоразведочная экспедиция (АО ПМГРЭ). Россия, 198412, Санкт-Петербург, г. Ломоносов, ул. Победы 24. dobro54@mail.ru

На Срединном Атлантическом хребте (САХ) накапливаются пелагические осадки без примеси терригенной составляющей. Они сложены кокколито-фораминиферовыми (реже птероподовыми) рыхлыми илами карбонатного состава, имеющими возраст голоцен – поздний плейстоцен, мощность осадочного слоя от первых сантиметров до первых метров (реже превышает 10 м). Цвет фоновых осадков бежевый. К металлоносным осадкам Срединного Атлантического хребта (САХ) относятся осадки, содержащие более 10% Fe в абиогенной части. Их цвет рыжевато-коричневый, тёмно коричневый или красноватый. Существующая в настоящее время теоретическая модель формирования металлоносных осадков, предполагает, что они выпадают из гидротермального плюма, созданного сфокусированными источниками выброса – чёрными курильщиками, по принципу частица за частицей. Опираясь на такую модель, надо полагать, что смена металлоносных осадков на фоновые, по мере удаления от источника, должна происходить постепенно и без резких границ между ними. И в плане мы должны были бы видеть некую переходную зону между металлоносными и фоновыми осадками с постепенным изменением цвета осадков и размытыми границами. Изучение осадков дна Российского Разведочного Района (РРР) на площади 10000 км^2 вдоль САХ от 20^{o}с.ш. до 13^{o}с.ш. с помощью подводного телевидения показало, что границы между фоновыми и металлоносными осадками всегда резкие, а источники выброса часто и вовсе отсутствуют. Более того, изучение более 600 разрезов осадочной толщи показали, что и вертикальные границы тоже всегда резкие, а в разрезе выявлены многочисленные псевдоморфозы гидроксидов железа по фауне, что позволяет сделать вывод о формировании металлоносных осадков в результате пропитки фоновых гидротермальными растворами.
Ключевые слова: металлоносные осадки, Атлантический океан

Научно-исследовательское судно (НИС) «Профессор Логачёв», принадлежащее Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ) уже несколько десятилетий ведёт работы в Атлантическом океане в пределах Срединного Атлантического хребта, где основной тип современного океанского осадкообразования протекает в удаленных от суши областей. Здесь накапливаются пелагические осадки без примеси терригенной составляющей. В изученном отрезке САХ пелагические осадки сложены кокколито-фораминиферовыми (реже птероподовыми) рыхлыми илами карбонатного

состава, имеющими возраст голоцен – поздний плейстоцен, мощность осадочного слоя от первых сантиметров до первых метров (реже превышает 10 м). Цвет фоновых осадков бежевый.

Металлоносные осадки впервые были подняты со дна океана на палубу знаменитого английского научно-исследовательского судна «Челленджер» более 100 лет назад.

Модель их образования (в настоящее время она является общепринятой), была выдвинута Н.С. Скорняковой и затем развита Гурвич Е.Г. ещё в 1998 г, на основании чисто теоретического предположения. Согласно этой модели, предполагалось, что отложение вещества из обнаруженных черных курильщиков происходит путем выпадения «частица за частицей» из гидротермального плюма (факела) и приводит к образованию металлоносных осадков.

В различных литературных источниках (Гурвич, Богданов, Брусницын) эта модель теоретически была развита: авторами показаны даже типы металлоносных осадков, которые предположительно постепенно сменяют друг друга, по мере удаления от источника выброса (гидротермального факела) и их плавный переход в фоновые карбонатные осадки.

Нужно подчеркнуть, что это было именно обсуждение теоретической модели, а не выводы из практических наблюдений. В результате проведенных нами исследований выяснилось, что у данной модели много противоречий и реальный характер процесса отличается от теоретического.

Практические наблюдения с помощью подводного телевидения показывают иную, часто пятнистую картину, где между металлоносными образованиями и фоновыми карбонатными осадками всегда наблюдаются резкие границы, причём эти границы не только горизонтальные, но и вертикальные. То есть, среди полей металлоносных образований наблюдаются пятна высококарбонатных фоновых осадков, и, наоборот, среди поля высококарбонатных осадков, наблюдаются пятна металлоносных образований (рис. 1).



Рис. 1. Фрагмент видео дна. Среди высококарбонатных осадков бежевого цвета видны пятна-каналы металлоносных – рыже-коричневого цвета. Ширина кадра 2.5 м

При изучении разрезов осадков, поднятых на палубу, также всегда наблюдались резкие вертикальные границы между металлоносными и фоновыми осадками, что невозможно с точки зрения физики, при выпадении металлоносных частиц из гидротермального плюма, учитывая и сильные подводные течения и другие факторы (рис. 2).

Так непосредственными измерениями, проведенными различными исследователями, установлено, что железо в факеле находится преимущественно в двухвалентной форме. А в металлоносных образованиях преобладает уже трехвалентное железо. Значит, должен существовать процесс, приводящий к окислению железа. Этот процесс требует времени.

Ю.А. Богдановым при непосредственном наблюдении из спускаемого аппарата МИР установлено, что время пребывания вещества в теплой, всплывающей части факела составляет 30-40 мин, а в холодной, расплывающейся по изопикнической поверхности, части – от нескольких дней до десятков дней. Такой короткий срок уже ставит под сомнение возможность выпадения частиц трехвалентного железа в наблюдаемом количестве. Содержащие окисленное железо толщи имеют

мощность до 1.5 м, причём даже на удалении от источников выброса. При этом, измерение pH в разрезе осадков с помощью потенциометра Эксперт-1, показывает более кислую реакцию металлоносных осадков, по сравнению с фоновыми карбонатными. Такая разница возникает потому, что pH гидротермального раствора, пропитывающего рыхлые биогенные карбонатные осадки составляет 2 – 3 единицы.



Рис. 2. Разрез осадков, поднятых на палубу НИС «Профессор Логачёв». Хорошо видна резкая вертикальная граница между фоновыми осадками бежевого цвета и тёмно-коричневыми металлоносными

Ещё одним немаловажным фактом, указывающим на пропитку фоновых осадков гидротермальным флюидом, является наличие псевдоморфоз гидроксидов железа по раковинам фораминифер, образование оболочек гидроксидов железа вокруг биогенного карбоната (рис. 3 а, б).



Рис. 3. а – раковины фораминифер из фракции 0,5-1 мм, частично замещённые и окрашенные гидроксидами железа; б – биогенный карбонат с оболочкой гидроксидов железа из фракции 0.5-1 мм

При проведении гидрофизического зондирования над осадками рудных полей САХ, неоднократно были зафиксированы аномалии температуры, солёности и мутности, что также указывает на пропитку осадков гидротермальными растворами.

Приведённые факты показывают, что металлоносные осадки образуются при пропитке фоновых рыхлых биогенных карбонатных осадков кислыми гидротермальными растворами, приводящими как к частичному, так и полному растворению карбоната осадков и отложению на их месте гидроксидов железа.

Литература

Богданов Ю.А. Гидротермальный рудогенез океанского дна. Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова. – М. : Наука,2006. – 527 с.

Брусницын А.И. Генетическая минералогия метаморфизованных марганцевых отложений палеовулканогенных комплексов : на примере месторождений Южного Урала. Санкт-Петербург, 2008. - 40 с

Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. Научный мир, Москва, 1998 г., 340 стр

Русаков В.Ю. Механизмы формирования морских гидротермально-осадочных отложений (на примере четвертичных гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта и гидротермально-осадочных отложений среднего палеозоя Южного Урала). Москва-2014 г.

Metaliferous sediments of the Atlantic Ocean

Dobretsova I.G.

Joint Stock Company Polar Marine Exploration Expedition (JSC PMGE). Russia, 198412, St. Petersburg, Lomonosov, st. Pobeda, 24. dobro54@mail.ru

On the Mid-Atlantic Ridge (MAR), pelagic sediments are accumulated without admixture of the terrigenous component. They are composed of coccolithic-foraminiferal (rarely pteropod) loose silts of carbonate composition, Holocene-Late Pleistocene age, sedimentary layer thickness from a few centimeters to a few meters (rarely exceeds 10 m). The color of the background precipitation is beige. Metaliferous sediments of the Mid-Atlantic Ridge (MAR) include sediments containing more than 10% Fe in the abiogenic part. Their color is reddish brown, dark brown or reddish. The current theoretical model for the formation of metaliferous sediments suggests that they fall out of a hydrothermal plume created by focused emission sources - black smokers, on a particle-by-particle basis. Based on such a model, it must be assumed that the change of metal-bearing sediments to background ones, with distance from the source, should occur gradually and without sharp boundaries between them. And in the plan, we should have seen a certain transition zone between metal-bearing and background sediments with a gradual change in the color of the sediments and blurred boundaries. The study of sediments from the bottom of the Russian Exploration Area (RRR) on an area of 10,000 km2 along the MAR from 20ºN. up to 13ºs.sh. with the help of underwater television showed that the boundaries between background and metal-bearing sediments are always sharp, and emission sources are often completely absent. Moreover, the study of more than 600 sections of the sedimentary strata showed that the vertical boundaries are also always sharp, and numerous pseudomorphs of iron hydroxides in the fauna were revealed in the section, which allows us to conclude that metal-bearing sediments were formed as a result of impregnation of background hydrothermal solutions.

Keywords: metaliferous sediments, Atlantic Ocean

УДК 552.541

Холодноводные карбонаты: диагностика, характерные особенности и значение при секвенс-стратиграфических, палеоклиматических и палеогеографических реконструкциях

Дронов А.В.

Геологический институт РАН, Россия, 119017, Пыжевский пер.7. avdronov@gmail.com

Холодноводные карбонаты достаточно широко распространены в отложениях различного геологического возраста на территории России. Ими сложены классические разрезы ордовика Прибалтики, включая ордовик окрестностей Санкт-Петербурга. Холодноводные известняки слагают разрезы среднего и верхнего ордовика Сибирской платформы. Они отмечены в визейских отложениях (каменноугольный период) центра Русской платформы (Ленинградская, Новгородская, Тверская и Московская области). Классические разрезы мела и палеогена Крыма и Кавказа также представлены холодноводными известняками. Этому аспекту карбонатных отложений уделяется очень мало внимания в современной литературе. Между тем, холодноводные карбонаты существенно отличаются от тропических по своим характеристикам. К ним не применимы классические схемы фациальной зональности Дж. Уилсона (1980). Они не образуют окаймленных карбонатных платформ и формируются в условиях карбонатных рампов с низкими скоростями седиментации. Секвенс-стратиграфический анализ холодноводных карбонатов требует специального подхода и учета их особенностей. Диагностика этих отложений может внести существенный вклад в понимание характера эволюции климата в геологическом прошлом.

Ключевые слова: холодноводные карбонаты

Ядро карбонатной седиментологии всегда лежало в теплых тропических водах (Bathurst, 1975; Уилсон, 1980). В учебниках и монографиях по карбонатной седиментации и фациальному анализу карбонатных отложений 95% всех примеров относится именно к тепловодным тропическим обстановкам. Между тем, даже знакомая многим Арабатская стрелка в Крыму демонстрирует наглядный пример карбонатного накопления в эпизодически покрывающейся на зиму льдом лагуне. Холодноводные карбонаты практически игнорировались исследователями в золотой век карбонатной седиментологии - между 50 и 80 г.г. XX столетия, когда на основе сравнительного изучения современных и ископаемых карбонатных комплексов в теплых морях были получены результаты, легшие в основу современной карбонатной седиментологии. Современные знания по седиментологии холодноводных карбонатов базируются на исследованиях, проведенных в 70-е и начале 80-х в Новой Зеландии, Австралии и Южной Африке. На современных шельфах удается распознавать две характерные ассоциации биокластов, «холодноводную» или форамоловую (Foraminifera+Mollusca) и «тепловодную» или хлорозоановую (Chlorophyta + Zoantaria). Пороговыми значениями для распространения хлорозоановых частиц в современных морях, является минимальная температура поверхностных вод в 14°C-15°C и среднегодовая температура не менее 23°C. Эти ассоциации биокластов распознаются и в отложениях геологического прошлого.

Для тепловодных карбонатов, кроме того, характерно обилие карбонатного ила, наличие кальцитовых оолитов и строматолитов. Хорошим аргументом в пользу холодноводности отложений является наличие в них аутигенных минералов образующихся при низких температурах. Речь идет, в частности, о глауконите, оптимальный интервал температур формирования которого составляет 4-14°C (Odin & Matter, 1988). Обилие рассеянных зерен глауконита в мелководных известняках нижнего и среднего ордовика Прибалтики может рассматриваться как убедительное свидетельство их холодноводного происхождения. Аналогичное обогащение глауконитом современных холодноводных карбонатов зафиксировано на примере Южной Австралии (James, 1997). Там же отмечены и поверхности перерыва с железистой гидрогетитовой импрегнацией столь характерные для отложений волховской и кундаской секвенций Балтоскандии (Дронов, 2001; Dronov & Rozhnov, 2007), а также для волгинской секвенции Сибирской платформы (Dronov et al., 2009).

В результате проведенных в последние годы исследований опорных разрезов среднего и верхнего ордовика Сибирской платформы было установлено, что, как минимум, начиная с подошвы волгинского горизонта (поздний дарривил), биокластические известняки ордовика представлены холодноводными карбонатами (Dronov et al., 2009; Kanygin et al., 2010; Dronov, 2013). Смене тепловодных тропических карбонатов, характерных для нижнего ордовика Сибирской платформы, холодноводными предшествует разрушение тепловодной «карбонатной фабрики». Оно сопровождается широким развитием в Тунгусском бассейне кварцевых песчаников (Байкитские песчаники) в течение вихоревского и муктейского времени (нижний – средний дарривил) (Марков, 1970). Наличие холодноводных карбонатов в разрезах среднего и верхнего ордовика Сибирской платформы довольно неожиданно, учитывая палеогеографическую позицию Сибирского палеоконтинента, располагавшегося в ордовике в приэкваториальном поясе Земли (Cocks & Torsvik, 2007).

Аналогичная ситуация была зафиксирована и на Североамериканской платформе, которая также находилась в течение всего ордовика в тропическом поясе, и точно также для нижнего и нижней части среднего ордовика здесь характерно тепловодное карбонатное осадконакопление, которое в верхах среднего и в верхнем ордовике сменяется холодноводным (Brookfield, 1988; Holland & Patzkowsky, 1996). Эта ситуация объясняется апвеллингом, который возник в результате тектонической перестройки, связанной с началом Таконской орогении, т. е. началом присоединения Таконской островной дуги к Североамериканскому (Ettensohn, 2010; Hermann et al., 2004). По-видимому, аналогичное объяснение может быть предложено и для холодноводных карбонатов Сибирской платформы. В результате апвеллинга холодных вод на Сибирский и Американский палеоконтиненты в среднем и позднем ордовике, существовавшая здесь ранее цианобактериальная экосистема была полностью подавлена и возникла огромная по площади свободная ниша для развития организмов, привыкших жить в прохладных водах. На Южно-Китайской и Таримской платформах в это время тоже отлагались холодноводные карбонаты.

По сути дела, все крупнейшие эпиконтинентальные бассейны Земли в это время вдруг оказались шельфами умеренного климата (Chernes & Wheeley, 2009). Такое резкое увеличение жизненного пространства для холодноводных видов и привело к их быстрому и глобальному распространению, что и зафиксировано в росте биоразнообразия, отмеченном на всех континентах. Взрывная ордовикская радиация была подготовлена возникновением в кембрии новой палеозойской фауны, которая поначалу была сосредоточена лишь в узких областях немногочисленных шельфов умеренного климата. Апвеллинг способствовал также, по-видимому, смене характера глобальной океанической циркуляции и постепенному охлаждению Земли, что привело в конце ордовика к Хирнантскому оледенению (Pope & Steffen, 2003).

Холодноводные и тепловодные карбонаты по-разному реагируют на изменения уровня моря. Тепловодные голоценовые карбонаты, особенно те из них, которые представлены рифостроящими

хлоралгаловыми фациями, обычно легко поспевают за относительно быстрым поднятием уровня моря (Simone & Carannante, 1988). Карбонатная седиментация в тропиках в состоянии компенсировать почто любое тектоническое погружение или эвстатический подъем уровня моря, если остальные благоприятные параметры седиментации сохраняются (Уилсон, 1980). В то же время карбонаты умеренного климата легко затапливаются при трансгрессии, поскольку они не могут поспеть за скоростью, с которой поднимается уровень моря. В целом, форма осадочных тел, формирующихся на холодноводном карбонатном рампе при колебаниях уровня моря, очень похожа на таковую терригенных шельфов. Секвенс-стратиграфическая модель для холодноводных карбонатов, поэтому гораздо ближе к моделям шельфов с терригенным осадконакоплением, нежели к моделям тропической карбонатной седиментации (Loucks & Sarg, 1993).

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант №20-17- 00198.

Литература

Дронов А.В. Отличительные особенности нетропических карбонатов на примере нижне- и среднеордовикских отложений Прибалтики // Ю.П. Юшкин (отв. ред.) Литология и Нефтегазоносность карбонатных отложений. Материалы Второго Всероссийского литологического совещания и Восьмого всероссийского симпозиума по ископаемым кораллам и рифам. – Сыктывкар: Геопринт, 2001. – С. 18 – 19.

Марков Е.П. Ордовик и ранний силур юго-запада Тунгусской синеклизы. / Л.: Недра, 1970. – 144 с.

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории./ М., Недра, 1980. 462 с.

Bathurst, R.G.C.. Carbonate sediments and their Diagenesis / Elsevier. Amsterdam, 1975. 652 p.

Brookfield, M.E. A mid-Ordovician temperate carbonate shelf – the Black River and Trenton Limestone Groups of southern Ontario, Canada // Sedimentary Geology. 60. 1988. P. 137-153.

Chernes, L. and Wheeley, J.R. Early Palaeozoic cooling events: peri-Gondwana and beyond // Basset, M.G. (ed.) Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from tectonics and Biogeography. Geological Society. – London, Special Publications. – 325. – 2009. – P. 257 – 278.

Cocks, L.R.M. and Torsvik, T.H. Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Paleozoic // Earth-Science Reviews. – 82 – 2007. – P. 29 – 74.

Dronov, A. Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2013. V.389, 1, p. 87-95.

Dronov, A., Rozhnov, S. Climatic changes in the Baltoscandian basin during the Ordovician: sedimentological and palaeontological aspects // Acta Palaeontologica Sinica. – 46. – 2007. – (Suppl.). – P. 108 – 113.

Dronov, A.V., Kanygin, A.V., Timokhin, A.V., Tolmacheva, T.Ju., Gonta, T.V. Correlation of Eustatic and Biotic Events in the Ordovician Paleobasins of the Siberian and Russian Platforms // Paleontological Journal. – 43, (11). – 2009. – P. 1477 – 1497.

Ettensohn, F.R. Origin of the Late Ordovician (mid-Mohawkian) temperate-water conditions on southeastern Laurentia: Glacial or tectonic? // Finney, S.C. and Berry, W.B.N., (eds.) The Ordovician Earth System. – Geological Society of America Special Paper. 466. 2010. P. 163 - 175.

Herrmann, A.D., Patzkowsky, M. E., Pollard, D. The impact of paleogeography, pCO2, poleward ocean heat transport and sea level change on global cooling during the Late Ordovician // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 206. 2004. P. 59 - 74.

Holland S.M. and Patzkowsky M.E. Sequence Stratigraphy and Long-term Paleoceanographic change in the Middle and Upper Ordovician of the Eastern United States // B. J. Witzke, G.A. Ludvigson and J. Day (eds.) Paleozoic sequence Stratigraphy. Views from the North American Craton. – Geological Society of America. Special Paper. 306. Boulder. 1996. P. 117 - 130.

James, N.P. The cool-water carbonate depositional realm // James, N.P. and Clarke, J.A.D. (eds.) Cool-water carbonates. SEPM Special Publication. No. 56. Tulsa. 1997. P. 1 - 22.

Kanygin, A, Dronov, A., Timokhin, A., Gonta, T. Depositional sequences and palaeoceanographic change in the Ordovician of the Siberian craton // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology – 296, (3-4). 2010. P. 285 – 294

Loucks, R.G. and Sarg, J.F. (Eds.) Carbonate Sequence Stratigraphy / AAPG Memoir 57. Tulsa. 1993, 545 p.

Odin G.S.and Matter A. De glauconarum originae // Sedimentology. 1988.V. 28. P. 611-641.

Pope, M.C., Steffen, J.B. Widespread, prolonged late Middle to Late Ordovician upwelling in North America: A proxy record of glaciation? // Geology. 31. 1. 2003. P. 63 - 66.

Simone, L., Carannante, G. The fate of foramol (“temperate-type”) carbonate platforms // Sedimentary Geology. 1988. V. 60. P. 341-354.

Cool-water carbonates: diagnosis, typical features and importance for sequence-stratigraphic, palaeoclimatic and palaeogeographic reconstructions

Dronov A.V.

Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Russia, 119017, Moscow, Pyzhevsky per. 7, avdronov@gmail.com

Cool-water carbonates are widespread among the sedimentary rocks of different geological age in the territory of Russia. The classical Lower and Middle Ordovician sections of the Baltic States and St.Petersburg region are represented by cool-water carbonates. They are also typical for the Middle and Upper Ordovician deposits of the Siberian Platform. Cool-water carbonates have been reported from the Visean (Carboniferous) of the central part of the Russian Platform (Leningrad, Novgorod, Tver and Moscow regions). Classical Cretaceous and Paleogene successions of Crimea and Caucasus are also represented by cool-water limestones. This aspect of the carbonate deposits is not very well known and illustrated in the geological literature. Cool-water carbonates however are sufficiently different from tropical ones and have different lithological characteristics. The standard facies zonation of J. Wilson (1980) could not be applied to them. Unlike the tropical carbonates the cool-water carbonates do not constitute rimmed carbonate platforms. Carbonate ramps with low average rate of sedimentation are typical to them. Sequence stratigraphic analysis of cool-water carbonate successions requires specific approach. Recognition of cool-water carbonates could shed an additional light on the evolution of climates in the geological past and helps to understand palaeoclimatology and palaeogeography.

Keywords: Cool-water carbonates

УДК 551.86
Эволюция условий накопления отложений мела – палеогена Юго-Западного и Центрального Крыма

Дубкова К.А.[1], Шишлов С.Б.[2]

1 – Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского. Россия, 199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74, ksenya-dubkova@mail.ru

2 – Санкт-Петербургский государственный университет. Россия, 199034, Санкт-Петербург, Университетская набережная 7-9, s.shishlov@spbu.ru

Фациальный анализ разрезов мела – палеогена Юго-Западного и Центрального Крыма показывает, что этот стратиграфический интервал сформировался в результате трех – раннемелового, позднемелового и палеогенового – этапов седиментации, разделенных региональными перерывами. Установлено, что в течение каждого этапа существовал особый палеобассейн со специфическими климатическими и тектоническими условиями, конфигурацией, источниками осадочного материала и обстановками седиментации. Для мелкомасштабных реконструкций палеогеографической ситуации в этих бассейнах наиболее перспективными являются берриасско-нижнеготеривский (нижний мел), пограничный сеноман-туронский (верхний мел) и ипрско-нижнелютетский (эоцен) интервалы разреза, которые отличаются существенной пространственно-временной изменчивостью и хорошей обнаженностью.

Ключевые слова: фациальный анализ, бассейн осадконакопления, история геологического развития

В основу работы положены результаты предшествующих исследований (Стратиграфия СССР, 1975), (Геология…, 1984), (Алексеев, 1989), (Стратиграфические схемы…, 1993), (Барабошкин, 1997а, 1997б), (Барабошкин и др., 1997), (Янин, 1997), (Алексеев и др., 2007), (Аркадьев, 2007), (Копаевич и др., 2010), (Лыгина и др., 2010), (Іванік и др., 2013), (Зернецкий и др., 2014, 2015), (Барабошкин и др., 2016), (Государственная…, 2019) и новые материалы, собранные авторами в 2015–2022 гг. при детальном изучении обнажений Юго-Западного и Центрального Крыма суммарной мощностью более 800 м. Их подробная характеристика приведена в публикациях (Дубкова и др., 2019), (Шишлов и др., 2019), (Мел…, 2020), (Шишлов и др., 2021), (Дубкова и др., 2022а, 2022б).

Методической базой исследования стали теоретические положения и подходы фациального анализа, изложенные в многочисленных монографиях, например (Selley, 1985), (Flügel, 2010). При их

реализации породы с близкими структурно-вещественными, текстурными и тафономическими признаками объединены в литологические комплексы, генетическая интерпретация которых опирается на работы (Irwin, 1965), (Busch, 1974), (Deltas…, 1975), (Reineck et al., 1975), (Sedimentary…, 1986), (Павлидис др., 2007).

Показано (рис. 1), что разрез мела – эоцена Юго-Западного и Центрального Крыма формировался в течение трех – раннемелового, позднемелового и палеогенового – этапов седиментации, разделенных региональными перерывами. При этом особенности осадконакопления контролировали глобальные эвстатические колебания уровня моря, изменения климата, региональные и локальные тектонические движения (см. рис. 1).

Отложения берриаса – нижнего готерива формировались в прибрежных мелководных условиях теплого тропического моря, омывавшего расположенную на месте современного Горного Крыма «Таврическую» сушу, которая являлась основным источником терригенного материала. В позднем готериве – апте на фоне региональной трансгрессии (см. рис. 1) происходило накопление конденсированной пелагической толщи цефалоподовых известняков (фация «Ammonitico Rosso») и известковистых глин с остатками морской фауны, которые образовались в относительно холодноводных, глубоководных морских условиях (Никишин и др., 2009). В позднем альбе территория Юго-Западного Крыма испытала восходящие тектонические движения, которые привели к формированию локально развитых и залегающих гипсометрически ниже более древних пород отложений, накапливавшихся в затапливаемых при морских трансгрессиях эрозионных ложбинах.

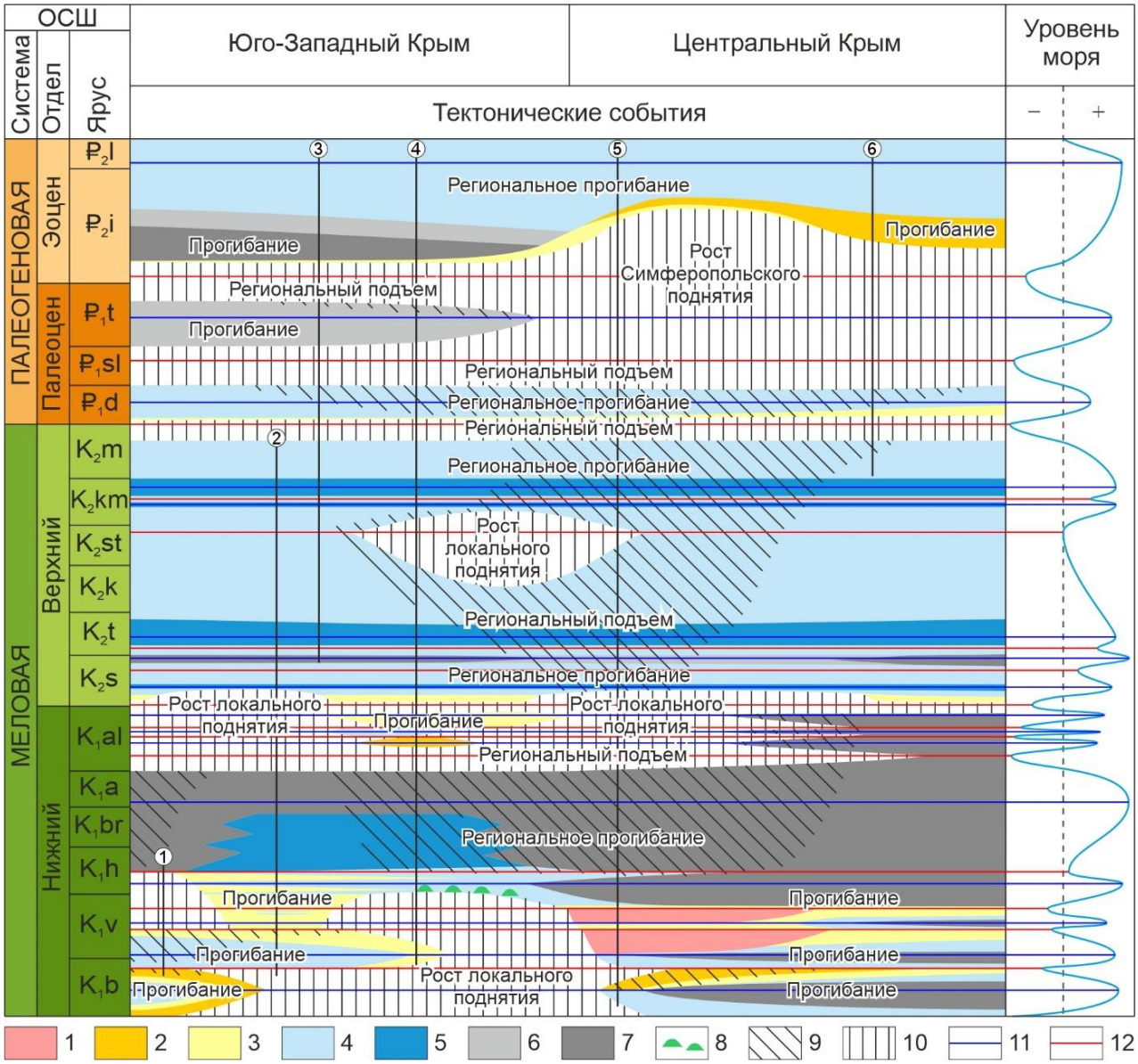


Рис. 1. Геоисторическая схема мела – палеогена Юго-Западного и Центрального Крыма

1 – конгломераты и песчаники дельт; 2 – конгломераты и песчаники побережий; 3 – песчаники мелководья; 4 – известняки мелководья; 5 – известняки глубоководья; 6 – мергели глубоководья, 7 –

глины глубоководья, 8 – коралловые патч-рифы; 9 – отложения, удаленные постседиментационным размывом; 10 – перерыв в осадконакоплении; 11 – максимум трансгрессии; 12 – максимум регрессии. Цифры в кружках – основные разрезы: 1 – Сбросовый лог; 2 – г. Резаная, г. Белая; 3 – овраг Аксу-Дере, с. Староселье; 4 – р. Бодрак; 5 – р. Бештерек; 6 – г. Ак-Кая

Позднемеловая седиментация отличается накоплением планктоногенных карбонатов, образование которых обычно связывают с быстрым подъемом уровня моря и похолоданием, последовавшей за этим плотностной стратификацией водной толщи, дефицитом кислорода у дна, и гибелью бентосной фауны. Отложения верхнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма формировались в мелководной части гигантского эпиконтинентального бассейна, следы которого известны на территориях Западной Украины и Восточной Белоруссии, в Поволжье, Мангышлакском регионе и Дагестане (Алексеев и др., 2005). Максимум трансгрессии маркируют «аксудеринские слои» – глины с повышенными содержаниями органического вещества, которые установлены в разрезах на границе сеномана и турона (см. рис. 1). При этом на эвстатические колебания уровня моря накладывался тектонический подъем небольших блоков земной коры, что фиксируется, в частности, в бассейне р. Бодрак по отсутствию коньякских и сантонских отложений.

Латеральные изменения палеогена свидетельствуют о наличии дифференцированных тектонических движений территории, связанных с ростом Симферопольского поднятия. С начала дания происходило региональное тектоническое погружение, морская трансгрессия и постепенное выравнивание рельефа (см. рис. 1). В результате в мелководно-морских обстановках из остатков морского бентоса образовалась датская карбонатная платформа (Копаевич и др., 2010). В зеландском веке региональный тектонический подъем привел к тому, что территория Юго-Западного и Центрального Крыма стала эродируемой сушей. Следующий этап осадконакопления связан с трансгрессией танетского времени и накоплением глинистых известняков и мергелей. При этом силикатный материал поступал с размываемой «Симферопольской суши». Последовавший региональный тектонический подъем и регрессия моря на рубеже палеоцена и эоцена привели к постседиментационному размыву отложений.

Развитие эоценовой трансгрессии маркируют глины и мергели, формировавшиеся ниже базиса волнений в низкодинамичных условиях открытого моря. В это время повышение относительного уровня моря привело к постепенному затоплению Симферопольского поднятия. Вместе с тем глубина бассейна постепенно уменьшалась, т. к. благодаря повышению температуры вод с нормальной соленостью произошел всплеск биопродуктивности крупных бентосных фораминифер, что привело к увеличению площади накопления мелководных нуммулитовых известняков (см. рис. 1).

Результаты выполненного исследования позволяют считать, что рассматриваемый стратиграфический интервал сформировался в раннемеловом, позднемеловом и палеогеновом бассейнах, каждый из которых отличался специфическими климатическими и тектоническими условиями, конфигурацией, источниками осадочного материала и обстановками седиментации. Для мелкомасштабных реконструкций палеогеографической ситуации в этих бассейнах наиболее перспективными являются берриасско-нижнеготеривский (нижний мел), пограничный сеноман-туронский (верхний мел) и ипрско-нижнелютетский (эоцен) интервалы разреза (см. рис. 1), которые отличаются существенной пространственно-временной изменчивостью отложений и хорошо обнажены. Надежную корреляцию этих разрезов обеспечивают качественно обоснованные зональные биостратиграфические схемы.

Литература:

Алексеев, А. С. Верхний мел / А. С. Алексеев // Геологическое строение Качинского поднятия горного Крыма. Ч. 1. Стратиграфия мезозоя / под ред. А. О. Мазаровича, В. С. Милеева. – М.: МГУ, 1989. – С. 123–157.

Алексеев, А. С. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 2. Палеогеографическая обстановка / А. С. Алексеев [и др.] // Бюл. МОИП. Отд. ге ол. – 2005. – Т. 80. – Вып. 4. – С. 30–44.

Алексеев, А. С. Пограничные сеноман-туронские отложения Юго-Западного Крыма. Статья 1. Стратиграфия / А. С. Алексеев [и др.] // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 2007. – Т. 82. – Вып. 3. – С. 3–29.

Аркадьев, В. В. Расчленение на свиты берриасских отложений Горного Крыма / В. В. Аркадьев // Вестн. С.-Петербургского ун-та. Сер. 7. Геология. География. – 2007. – Вып. 2. – С. 27–43.

Барабошкин, Е. Ю. Корреляция валанжинских отложений Юго-Западного и Центрального Крыма / Е. Ю. Барабошкин, Б. Т. Янин // Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. проф. А.А. Богданова. – 1997. – Вып. 1. С. 4–26.

Барабошкин, Е. Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Качи и Бодрака (Юго-Западный Крым) / Е. Ю. Барабошкин // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. – 1997а. – № 3. – С. 22–29.

Барабошкин, Е. Ю. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача–Бодрак / Е. Ю. Барабошкин // Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. проф. А.А. Богданова. – 1997б. – Вып. 1. – С. 27–53.

Барабошкин, Е. Ю. Опорные разрезы меловой системы Горного Крыма. Путеводитель полевых экскурсий Восьмого Всероссийского совещания, 26 сентября – 3 октября 2016 г. / Е. Ю. Барабошкин, В. В. Аркадьев, Л. Ф. Копаевич; под. ред. Е. Ю. Барабошкина – Симферополь: ЧерноморПресс, 2016. – 90 с.

Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря) / Т. В. Астахова [и др.] – Киев: Наукова думка, 1984. – 184 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-36 (Симферополь). Объяснительная записка. / Л. А. Фиколина [и др.] – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. – 979 с.

Дубкова, К. А. История формирования отложений валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма / К. А. Дубкова [и др.] // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2022а. – Т. 30. – № 6. – С. 46–66.

Дубкова, К. А. Разрез палеоцена-эоцена в районе горы Ак-Кая (Центральный Крым) и его геоисторическая интерпретация / К. А. Дубкова, С. Б. Шишлов, А. В. Черепахина // Вест. С.-Петерб. ун-та. Науки о Земле. – 2019. – Т. 64. – № 1. – С. 4–23.

Дубкова, К. А. Строение и история формирования разреза нижнего мела – эоцена в центральной части Симферопольского поднятия / К. А. Дубкова [и др.] // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2022б. – Т. 164. – Кн. 2. – С. 297–313.

Зернецький, Б. Ф. Питання вивчення осадового комплексу еоцену Кримського і Керченського півостровів / Б. Ф. Зернецький, Т. С. Рябоконь, С. А. Люльєва // Зб. наук. праць ІГН НАН України. – 2015. – Т. 8. – С. 32–61.

Зернецький, Б. Ф. Питання вивчення осадового комплексу палеоцену Кримського і Керченського півостровів / Б. Ф. Зернецький, Т. С. Рябоконь, С. А. Люльєва // Зб. наук. праць ІГН НАН України. – 2014. – Т. 7. – С. 101–125.

Іванік, М. М. Крейдова система / М. М. Іванік [и др.] // Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України. Т.1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України. – Київ: Логос, 2013. – С. 562–619. – 637 с.

Копаевич, Л. Ф. Датские отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления / Л. Ф. Копаевич [и др.] // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2010. – № 5. – С. 12–20.

Лыгина, Е. А. Нижне-среднеэоценовые отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления / Е. А. Лыгина [и др.] // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2010. – № 6. – С. 11–22.

Мел и палеоген бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым): учебное пособие. / С. Б. Шишлов [и др.]. – СПб: Изд-во ЛЕМА, 2020. – 271 с.

Никишин, А. М. Геологическая история Бахчисарайского района Горного Крыма в меловом периоде / А. М. Никишин // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 2009. – Т. 84. – № 2. – С. 83–93.

Павлидис, Ю. А. Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана / Ю. А. Павлидис, С. Л. Никифоров. – М.: Наука, 2007. – 455 с.

Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения. – Киев: Геопрогноз, 1993.

Стратиграфия СССР. Палеогеновая система / под ред. Д. В. Наливкина. – М.: Недра, 1975. – 524 с.

Шишлов, С. Б. Строение и условия формирования разрезов валанжина – готерива района среднего течения р. Бодрак (Юго-Западный Крым) / С. Б. Шишлов [и др.] // Вест. С.-Петерб. ун-та. Науки о Земле. – 2019. – Т. 64. – № 1. – С. 114–135.

Шишлов, С. Б. Структурно-вещественные особенности, строение и генезис пограничного сеноман-туронского интервала разреза междуречья Кача – Бодрак (Юго-Западный Крым) / С. Б. Шишлов, К. А. Дубкова // Геология Крыма: Учен. зап. каф. осад. геол. – 2021. – Вып. 3. – С. 97–110.

Янин, Б. Т. О соотношении общих и местных стратиграфических подразделений нижнего мела Юго-Западного Крыма (междуречье Кача–Бодрак) / Б. Т. Янин // Вестник. МГУ. Сер. 4. Геол. – 1997. – № 3. – С. 29–36.

Busch, D. A. Stratigraphic Traps in Sandstone – Explorations Techniques. – Tulsa: Am. Assoc. Petrol. Geol., 1974. – 174 p.

Deltas: Models for Exploration. Ed. Broussard M.L. – Houston: Houston Geol. Soc., 1975. – 555 p.

Flügel, E. Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation, and Application / E. Flügel – Berlin: Springer, 2010. – 984 p.

Irwin, M. L. General theory of epeiric clear water sedimentation / M. L. Irwin. // Bull. Amer. Ass. petrol. Geol. – 1965. – N 49. – Pp. 445–459.

Reineck, H. E. Depositional Sedimentary Environments: with Reference to Terrigenous Clastics / H. E. Reineck, I. B. Singh. – Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1975. – 570 p.

Sedimentary Environments and Facies. Second Edition. Ed. H. G. Reading – Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo, Alto, Melbourne: Blackwell Scientific Publications, 1986. – 557 p.

Selley, R. C. Ancient Sedimentary Environments and Their Sub-Surface Diagnosis. – London: Chapman and Hall, 1985. – 300 p.

Evolution of Cretaceous-Paleogene accumulation conditions in the South-Western and Central Crimea

Dubkova K.A.[1], Shishlov S.B.[2]

1 – Karpinsky Russian Geological Research Institute. Russia, 199106, St. Petersburg, Sredny Prospect, 74, ksenya-dubkova@mail.ru

2 – St. Petersburg State University. Russia, 199034, St. Petersburg, Universitetskaya Emb., 7-9, s.shishlov@spbu.ru

Facies analysis of the Cretaceous – Paleogene sections of Southwestern and Central Crimea shows that this stratigraphic interval was formed as a result of three sedimentation stages – Early Cretaceous, Late Cretaceous, and Paleogene – separated by regional depositional hiatuses. It was established that during each stage there was a special paleobasin with specific climatic and tectonic conditions, configuration, sources of sedimentary material and sedimentary environments. For small-scale paleogeographic reconstructions in these basins, the most promising are the Berriasian – Lower Hauterivian (Lower Cretaceous), Cenomanian-Turonian boundary (Upper Cretaceous), and Ypresian – Lower Lutetian (Eocene) section intervals, which are characterized by significant vertical and lateral variability and good exposure.

Keywords: facies analysis, sedimentary basin, geological history

УДК 551

История развития юго-западной окраины палеопротерозойского Волго-Донского океана (Восточно-Европейский кратон)

Ерофеева К.Г.[1,2], Самсонов А.В.[1], Савко К.А.[3]

1 – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер. 35, xenin.erofeeva@ya.ru

2 – Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7.

3 – Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, ksavko@geol.vsu.ru

Представлены результаты геохимического, изотопно-геохимического и геохронологического изучения метаосадочных пород воронцовской серии, вскрытых в западной и восточной частях Воронцовского террейна (западное крыло Волго-Донского орогена).

Ключевые слова: Восточно-Европейский кратон, Сарматия, воронцовская серия.

Осадочные породы являются главным архивом экзогенных событий, которые происходили на протяжении всей геологической истории Земли. Большинство исследований выполнено по хорошо сохранившимся разрезам, накопление которых происходило в платформенной обстановке в условиях континентальной литосферы. Комплексное изучение позднедокембрийских и фанерозойских осадочных пород чехла древних платформ, перекрывающих крупные блоки раннедокембрийской континентальной литосферы, служит источником информации о палеогеографии, палеоклимате, составе океанов и атмосферы Земли на протяжении последних 1.5 млрд лет. Данные по наиболее сохранным эпиплатформенным осадочным комплексам раннедокембрийских бассейнов фиксируют кардинальные изменения состава атмосферы и гидросферы в палеопротерозое (Reddy, Evans, 2009; Prave et al., 2022). Меньше работ посвящено изучению осадочных пород в составе разновозрастных аккреционных и коллизионных орогенов, которые сильно преобразованы тектоническими и метаморфическими процессами, но являются единственными свидетелями седиментации и магматизма в океанических бассейнах и на границах литосферных плит (Maruyama, Safonova, 2019). В частности, флишевые толщи грауваккового состава из аккреционных комплексов рассматриваются как продукты разрушении океанических островных дуг и могут привлекаться для расшифровки истории

островодужного магматизма (Pastor-Galán et al., 2021). Возможности такого подхода, особенно актуальные для сильно эродированных раннедокембрийских орогенов, будут проиллюстрированы на примере минералогического изучения и U-Pb LA-ICP-MS изотопного датирования детритового циркона из метаосадочных пород палеопротерозойского Волго-Донского орогена.

Волго-Донской ороген (ВДО) – крупная палеопротерозойская структура, расположенная между архейскими ядрами Сарматии и Волго-Уралии на юге Восточно-Европейского кратона (Bogdanova et al., 2016). В строении ВДО выделяется три пояса (с запада на восток): Восточно-Сарматский, Терсинский и Южно-Волжский, каждый из которых имеет свою специфику строения, состава и степени метаморфической переработки (например, Бибикова и др., 2009; Савко и др., 2011; Государственная…, 2019).

Самый западный Восточно-Сарматский пояс расположен на склоне Воронежского кристаллического массива, наиболее детально разбурен и доступен для исследований. В его составе выделяется три террейна. Два из них, Донской и Лосевский, расположенные на краю архейского Курского блока, сложены преимущественно магматическими породами, протолиты которых формировались в интервале времени 2.14 - 2.05 млрд лет с участием как ювенильных палеопротерозойских, так и архейских источников ($T_{Nd}DM$ от 2.1 до 2.7 млрд лет; Щипанский и др., 2007; Бибикова и др., 2009; Терентьев и др., 2014, Terentiev et al., 2017, 2020) и рассматриваются как части активной континентальной окраины на востоке архейского Сарматского блока (Shchipansky, Kheraskova, 2023). К востоку от этих террейнов располагается Воронцовский террейн (ВТ) – обширное поле метаморфизованных осадочных пород воронцовской серии (метапесчаники, метаалевролиты, углистые сланцы, известково-силикатные метаосадочные породы, гнейсы, амфибол- и биотит-амфиболовые породы), среди которых преобладают песчаниково-сланцевые флишоидные толщи. На основании реликтов первичных текстурно-структурных особенностей, а также химических составов этих пород, было установлено, что их протолитами являлись пелиты и вулканогенно-осадочные (туффиты) породы (Щипанский и др., 2007; Terentiev, Santosh, 2016). Данные о возрасте детритовых цирконов из метапелитов ограничиваются образцом, отобранным из одной скважины с глубины 2683.22–2683.33 м, где установленные возрасты варьируют в диапазоне от 2075 до 2227 млн лет (Terentiev, Santosh, 2016). Sm-Nd изотопные данные по образцам, отобранным вдоль восточного края ВТ, демонстрируют широкий интервал модельных возрастов $T_{Nd}DM$ от 2.1 до 2.9 млрд лет (Бибикова и др., 2009; Щипанский и др., 2007). Отложения воронцовской серии рассматривают как аккреционную призму, сформированную при разрушении активной континентальной окраины (Щипанский и др., 2007; Bogdanova et al., 2016; Terentiev, Santosh, 2016; Shchipansky, Kheraskova, 2023).

Мы провели геохимическое, изотопно-геохимическое и детальное геохронологическое (LA-ICP-MS) изучение осадочных пород по вертикальному разрезу (от 1593 до 2884 м) Воронежской параметрической скважины (ВПС) в западной части и из 4 скважин в восточной части ВТ.

Изученные породы представлены метапесчаниками, парасланцами и парагнейсами. Несмотря на литологическое разнообразие пород, все они демонстрируют близкие геохимические характеристики: имеют граувакковый состав, характеризуются умеренно фракционированными спектрами распределения РЗЭ с отрицательными аномалиями HFSE и обладают ювенильным изотопным составом Nd с $T_{Nd}DM$ от 2.10 до 2.19 млрд лет.

В метапесчаниках и метапелитах, опробованных на разных глубинах ВПС и восточных скважин, зерна циркона имеют близкую морфологию, характеризуясь умеренно абрадированной преимущественно короткопризматической и эллипсовидной формой, обладая единично сохранными фрагментами ребер и сильно ямчатыми гранями. В породах восточной части ВТ редко присутствует циркон длиннопризматической формы, характерный для цирконов из кислых вулканических пород. Для многих зерен характерно присутствие ядер с тонкой и широкой осцилляторной зональностью, реже однородных в катодолюминесценции. Оболочки ядер и отдельные зерна с простым внутренним строением часто имеют осцилляторную зональность, реже однородны.

Проведенный U-Pb анализ зерен циркона из проб метапесчаников и метапелитов, отобранных с разных глубин ВПС, не выявил значимых вариаций их возрастных популяций; схожие распределения возрастов были зафиксированы в метапесчаниках и метапелитах восточной части ВТ от 2.08 до 2.40 млрд лет с пиками 2.10, 2.12 и 2.14 млрд лет. Средний возраст 8 наиболее молодых зерен циркона во всех пробах составляет ~2.09 млрд лет. Во всех изученных породах ядра циркона имеют близкие возрасты, группирующиеся в несколько кластеров: 2.16, 2.19, 2.20 млрд лет. Помимо этого, в образцах метапесчаников ВПС ядра циркона имеют более древние возрасты – 2.28, 2,30, 2.38. В ядрах циркона из метапесчаников восточной части ВТ были зафиксированы единичные архейские возрастные значения – 2.67 и 2.86 млрд лет. Оболочки зерен, дорастающие ядра циркона, характеризуются магматической зональностью и имеют возрасты от 2.08 до 2.16 млрд лет. Во всех изученных породах встречаются зерна циркона с широкой осцилляторной зональностью, типичной для циркона из базитовых пород, с возрастом 2.15 млрд лет. Возраст длиннопризматических зерен циркона из пород восточной части ВТ составляет 2.10 млрд лет.

Таким образом, все литологические разновидности метаосадочных пород воронцовской серии (от песчаников до пелитов), опробованных на обширной площади ВТ, имеют очень однородные геохимические, изотопные и возрастные характеристики. Это грауваккии, сформированные за счет разрушения однородного ювенильного палеопротерозойского источника с надсубдукционными геохимическими характеристиками и возрастами в интервале 2.1-2.2 млрд лет. Таким источником терригенного материала могли служить океанические островные дуги при минимальном вкладе материала архейской континентальной коры, поступавшего как с запада (Сарматия), так и с востока (Волго-Уралия).

Геохронологическое изучение детритового циркона разных метаосадочных пород позволили детализировать историю геологического развития западной части палеопротерозойского Волго-Донского океана. Выявленная возрастная дискретность с интервалами ~20 млн лет, зафиксированная в ядрах зерен с неоднородным внутренним строением, может быть связана с возрастной гетерогенностью в составе одной островной дуги. Различия возрастов циркона от 2.10 до 2.20 млрд лет, т.е. в 100 млн лет, вероятно, можно рассматривать как свидетельство разрушения как минимум двух разновозрастных дуг. Разрушение внутриокеанических островодужных построек и их магмоподводящих комплексов происходило при тектонической и субдукционной эрозии. Самый молодой эпизод внутриокеанического островодужного магматизма, зафиксированный представительным возрастным кластером 2.09 млрд лет, по возрасту совпадает с надсубдукционными процессами, проявленными на окраине Курского блока (например, Цыбуляев и др., 2021).

Таким образом, накопление осадочных пород воронцовской серии происходило при разрушении как минимум двух последовательных разновозрастных островодужных систем ≈ 2.2 и ≈ 2.1 млрд лет в океаническом бассейне, который до последнего момента был изолирован от сноса с архейских континентов за счет синхронного формирования активных окраин и задуговых бассейнов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Государственного задания лаборатории петрографии ИГЕМ РАН «Петрология магматизма конвергентных и внутриплитных обстановок: эволюция магматизма в ходе формирования крупных континентальных блоков».

Литература

Бибикова, Е. В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическа характеристика супракрустальных пород и гранитов / Е. В. Бибикова, С. В. Богданова, А. В. Постников, Л. П. Попова, Т. И. Кирнозова, М. м. Фугзан, В. В. Глущенко // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2009. – Т. 17. – № 6. – С. 3-16.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Центрально-Европейская. Лист N-38 – Пенза. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. – 406 с.

Савко, К. А. Метатерригенные породы воронцовской серии Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса / К. А. Савко, А. В. Самсонов, Н. С. Базиков // Вестник ВГУ, серия: Геология. – 2011. – № 1. – С. 70-94.

Терентьев, Р. А. Геохронология и геохимия кислых метавулканитов Лосевской серии Воронежского кристаллического массива / Р. А. Терентьев, К. А. Савко, А. В. Самсонов, А. Н. Ларионов // ДАН. – 2014. – Т. 454. – № 5. – С. 575-578.

Цыбуляев, С. В. Палеопротерозойские рифтогенные вулканиты OIB- и MORB- типов Курского блока восточной Сарматии: петрология и геодинамика / С. В. Цыбуляев, К. А. Савко, А. В. Самсонов, Е. Х. Кориш // Петрология. – 2021. – Т. 29. – №2. – С. 136-171.

Щипанский, А. А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в Палеопротерозое / А. А. Щипанский, А. В. Самсонов, А. Ю. Петрова, Ю. О. Ларионова // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 43-70.

Bogdanova, S. V. EUROPE | East European Craton / S.V. Bogdanova, R. Gorbatschev, R.G. Garetsky // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier. –2016.

Maruyama, S. Orogeny and mantle dynamics: role of tectonic erosion and second continent in the mantle transition zone / S. Maruyama, I. Safonova. – Novosibirsk : IPC NSU, 2019. – 208 p.

Pastor-Galán, D. Evidence for crustal removal, tectonic erosion and flare-ups from the Japanese evolving forearc sediment provenance / D. Pastor-Galán, C.J. Spencer, T. Furukawa, T. Tsujimori // Earth and Planetary Science Letters. – 2021. – V. 564. – 116893.

Prave, A .R. The grandest of them all: the Lomagundi–Jatuli Event and Earth's oxygenation / A. R. Prave, K. Kirsimäe, A. Lepland, A. E. Fallick, T. Kreitsmann, Yu. E. Deines, A. E. Romashkin, D. V. Rychanchik, P. V. Medvedev, M. Moussavou, K. Bakakas, M. S. W. Hodgskiss // Journal of the Geological Society. – 2021. – № 179 (1). – jgs2021–036.

Reddy, S. M. Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere / S. M. Reddy, D. A. D. Evans // Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution; eds.: S. M. Reddy, R. Mazumder, D. A. D Evans, A. S. Collins. Geological Society, London : Special Publications, 2009. – V. 323. – P. 1–26.

Shchipansky, A. A. The Volga-Don collisional orogen in the East European Craton as the Paleoproterozoic analogue of the Himalayan-Tibetan orogen / A. A. Shchipansky, T. N. Kheraskova // Geodynamics and tectonophysics. – 2023. – V. 14. – Is. 2. – 0692.

Terentiev, R. A. Detrital zircon geochronology and geochemistry of metasediments from the Vorontsovka terrane: implications for microcontinent tectonics / R. A. Terentiev, M. Santosh // International geology review. – 2016. – V. 58. – № 9. P. 1108-1126.

Terentiev, R. A. Paleoproterozoic evolution of the arc–back-arc system in the East Sarmatian Orogen (East European Craton): zircon SHRIMP geochronology and geochemistry of the Losevo volcanic suite / R. A. Terentiev, K. A. Savko, M. Santosh // American Journal of Science. – 2017. – V. 317. – P. 707-753.

Terentiev, R. A. Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications / R. A. Terentiev, K. A. Savko, M. E. Petrakova, M. Santosh, E. H. Korish // Precambrian Research. – 2020. – V. 346. – 105790.

Evolutionary history of the southwestern margin of the Palaeoproterozoic Volga-Don Ocean (East-European craton)

Erofeeva K.G. [1,2], Samsonov A.V.[1], Savko A.K.[3]

[1] Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS; Russia, 119017, Moscow, Staromonetny 35, xenin.erofeeva@ya.ru

[2]Geological Institute, Russian Academy of Sciences; Russia, 119017, Moscow, Pyzhevsky lane 7.

[3] Voronezh State University, Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, ksavko@geol.vsu.ru

The results of geochemical, isotopic-geochemical and geochronological studies of metasedimentary rocks of the Vorontsovka series exposed in the western and eastern parts of the Vorontsovka terrane (western flank of the Volga-Don orogen) are presented.

Keywords: East European craton, Sarmatia, Vorontsovka series.

УДК 553.635.552.53

Морфология частиц гипса как индикатор гидродинамических обстановок при накоплении эвапоритового осадка

Жабин А. В., Кобылина О. Н.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Университетская площадь 1, zhabin01@gmail.com

При исследовании частиц гипса под электронным микроскопом было выявлено различное расположение его игольчатых частиц и их внутреннее строение. Установлено, что такая разность гипса, как селенит, образуется в спокойной гидродинамической обстановке глубоководных лагун, где на выпавший осадок не оказывают влияние волновые воздействия и течения. При взмучивании осадка нарушается рост кристаллов в одном направлении, и гипсовые прослои приобретают спутано волокнистую текстуру.

Ключевые слова: лагуны, гидродинамические обстановки, гипс, селенит.

При электронномикроскопическом исследовании различных модификаций гипсов, слагающих эвапоритовые толщи Новомосковского месторождения, установлено, что все частицы этого минерала имеют игольчатую форму (рис. 1). В свою очередь каждая такая иголочка состоит из пластинок, расположенных субвертикально к её удлинённой оси (рис. 1). Пластинки плотно упакованы и расположены параллельно друг к другу (Кобылина О.Н., 2011). Длина игольчатых частиц может быть различной (от сотых долей миллиметра до нескольких десятков сантиметров у селенита).

Уже давно доказано и не вызывает сомнений, что горизонтально залегающие пласты гипса образуются при осаждении сульфата кальция из пересыщенных растворов в засолонённых лагунах. При этом рост удлинённых кристаллов будет происходить достаточно долго, пока не изменятся условия осаждения осадка. Это может быть связано или с опреснением водоёма, или с взмучиванием донного материала. При всей простоте процесса не совсем ясен механизм образования пластинок, слагающих гипсовые частицы. Здесь, вернее сказать, не самих пластинок, а промежутков между ними. Можно предположить, что это связано с сезонными колебаниями концентраций раствора.

При уменьшении глубины водоёма выпавший осадок будет взмучиваться за счёт воздействия на него поверхностного волнового движения, прекращая однонаправленный рост игольчатых кристаллов. При слабой гидродинамической реакции, последние начинают изгибаться, теряя параллельное расположение (рис.2а). При значительном взмучивании рост кристаллов происходит в различных направлениях, и порода приобретает спутано волокнистую текстуру (рис. 2б).

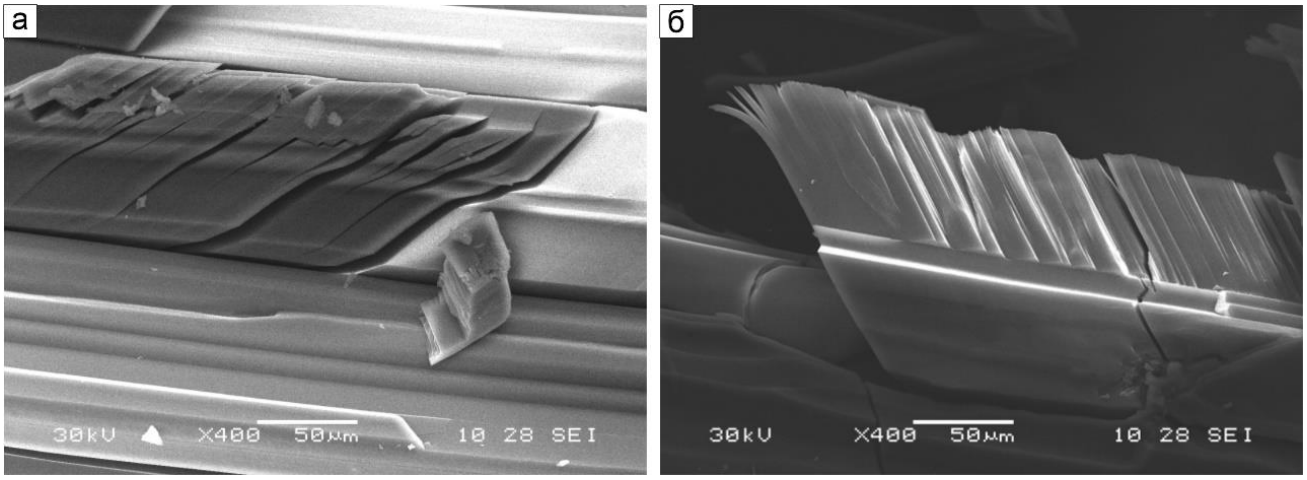


Рис. 1. Гипсы эвапоритовой толщи Новомосковского месторождения

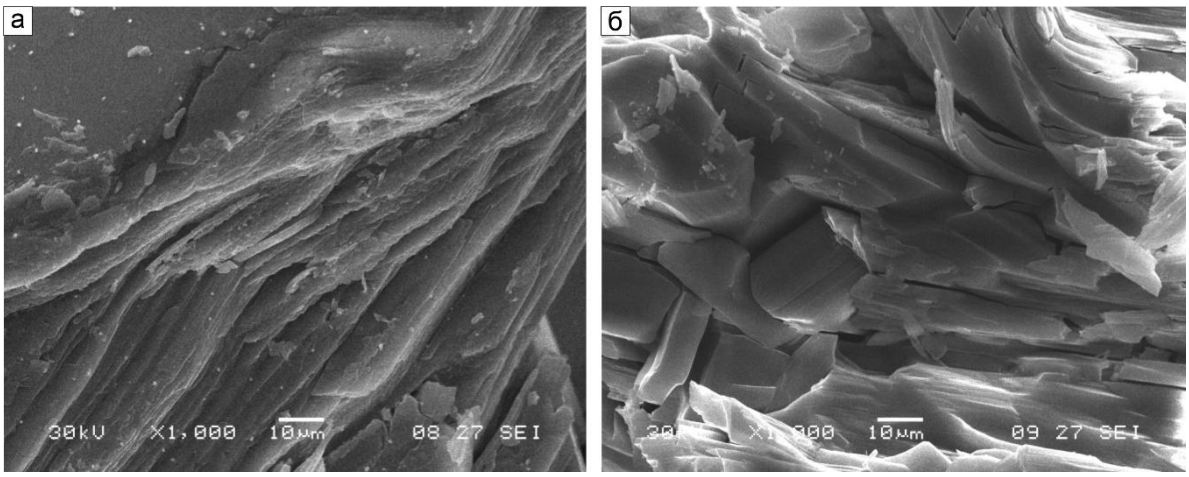


Рис. 2. Характер кристаллов гипса в различных гидродинамических условиях.

Резюмируя изложенное, приходим к следующим выводам:

- параллельно игольчатая текстура гипсовых слоёв присуща селениту;
- по нашему мнению, образование всех модификаций гипса связано непосредственно с выпадением из пересыщенных растворов, а не путём преобразования ангидрита [Жабин А.Г., 1958].

Литература

Жабин А. Г. Морфология и генезис параллельношестоватых агрегатов минералов / А. Г. Жабин // Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва. – 1958. – Ч. 85. вып. 5. – С. 57-64.

Кобылина О. Н. Селенит в гипсоносных толщах Новомосковского месторождения гипса / О. Н. Кобылина // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2011. №2. С. 66-73.

Morphology of gypsum particles as an indicator of hydrodynamic conditions during evaporite sediment accumulation

Zhabin A. V., Kobylina O. N.

Voronezh State University, Voronezh, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, zhabin01@gmail.com

The study of gypsum particles under the electron microscope revealed a different arrangement of its needle particles and their internal structure. It was found that such a variety of gypsum as selenite is formed in a calm hydrodynamic environment of deep-water lagoons, where the precipitated sediment is not influenced by wave action and currents. When the sediment is agitated, crystal growth in one direction is disrupted and gypsum interlayers acquire a tangled fibrous texture.
Keywords: lagoons, hydrodynamic conditions, gypsum, selenite

УДК 551.86:551.762
Литологические критерии выделения погребенных палеоканалов приливного генезиса как резервуаров углеводородов

Жуковская Е.А.

НТЦ НИС-Нафтагаз. Сербия, 21000, г. Нови Сад, ул. Народног фронта, 12, zhukovskaia.ea@nis.rs

В работе кратко рассмотрены особенности формирования и строения приливных каналов в пределах терригенных систем осадконакопления. Приведены ключевые литологические критерии надежной диагностики погребенных приливных палеоканалов по керну. Для генетической интерпретации и выделения фаций приливных каналов рекомендовано использовать комплекс литологических признаков.
Ключевые слова: терригенные приливные отложения, палеоканалы, диагностика фаций

Значительная часть нефти и газа, добываемая из терригенных отложений, связана с резервуарами, сформированными в прибрежно-морской обстановке. Западно-Сибирский бассейн не является исключением. Все больше геологов-нефтяников, руководствуясь различными диагностическими признаками, выделяют в мезозойском разрезе приливно-отливные отложения. Так, накопление продуктивных отложений верхневасюганской подсвиты (пласт Ю1-2) Казанского месторождения происходило по мнению Кравченко Г.Г. и Габовой К.В. в субаэральной полосе приливно-отливного побережья (2016). Во время формирования пласта Ю1-2 в пределах северо-западной части Калгачского мезовыступа Старосельцем Д.А. и Смирновым П.В (2020) также диагностирован приливный режим с развитием приливно-отливных равнин смешанного и песчаного типа. Отложения средней и верхних частей пласта СГ1-3 сиговской свиты на территории Ямало-Ненецкого АО накопились в условиях приливного режима (Зверев и др., 2019). Продуктивные пласты танопчинской свиты Ямало-Гыданской нефтегазоносной области сформированы среди прочих комплексом отложений дельты приливного типа, междельтовым побережьем приливного типа (Генераленко, Бардаченко, 2017), что авторы связывают с обмелением бассейна в барремское время и формированием приливных каналов, рассекающих широкие области прибрежной приливно-отливной равнины. Седиментологическое описание керновых данных, доступных по Бованенковскому и Харасавэйскому месторождениям в интервале поднейтинского резервуара (нижняя часть танопчинской свиты), позволило Поповой О.А. и Ураеву О.О. (2021) сделать вывод, что формирование отложений происходило преимущественно в условиях дельт речного и приливно-отливного типа, а также приливно-отливного побережья.

Практика изучения четвертичных и древних отложений показала, что природные резервуары приливно-отливного генезиса имеют специфические особенности, по которым их можно уверенно интерпретировать по керну. Эти особые отложения накапливаются как при приливах, так при отливах, все же ведущим, инициальным процессом остается прилив, что позволяет весь генетический тип назвать более кратко, именно приливными (вместо приливо-отливных) отложениями.

Несмотря на то, что приливно-отливные колебания уровня охватывают практически всё побережье современного Мирового океана они существенно отличаются амплитудой приливной волны. Зону морского дна, расположенную между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива, принято считать литоралью. Диапазон приливов по побережью современных океанов достаточно широк, высота их может достигать 18 м (залив Фанди). Такие мощные приливы встречаются в локальных участках побережья, даже приливы амплитудой (высотой) более 2 м наблюдаются только на 10-25 % побережья разных современных океанов. Только отложения побережья мезо- и макроприливного типа (по классификации Eisma, D. (1998)) сохраняются в разрезе, и мы можем их уверенно диагностировать в погребенном состоянии. Однако для эпиконтинентальных морских бассейнов затруднительно предположить развитие высоко амплитудных макроприливов по аналогии с современными подобными объектами. Волновой режим будет является доминирующим, а приливные отложения будут встречаться в довольно защищенных местах: в бухтах, эстуариях, устьях рек, лагунах, за барами или барьерными островами. Относительно мало приливных отложений встречается вдоль

побережий, подверженных воздействию волн открытого моря. Поэтому приливные отложения в древних эпиконтинентальных бассейнах скорее всего могут быть развиты дискретно вдоль побережья, но достаточно широкой литоральной зоной и приурочены к определенным стратиграфическим интервалам.

Поскольку приливная отмель состоит из нескольких элементов: собственно ватт - песчаная равнина, глинистая равнина; марш; приливные каналы с прирусловыми валами, а под водой развиты приливные гряды, приливные промоины и отливные дельты, одним из основополагающих критериев выделения приливных каналов как осадочных тел, наиболее перспективных с точки зрения резервуаров, является ассоциация фаций и их закономерная смена по вертикали и латерали. Описание основных характеристик приливных фаций приведены в «Атласе типовых фаций» (Тугарова, Жуковская, 2019) в таблице 4, примеры текстур – в фототаблице XXXII. С текстурными особенностями приливно-отливных апт-альбских отложений можно ознакомиться в публикации (Чернова, Чухланцева, 2020).

Под *приливным палеоканалом* в данной работе понимается осадочное тело, сформированное устойчивым реверсивным потоком в пределах приливной отмели, в отличии от ложбин стока и устьевых частей рек. Такие тела имеют определенную морфометрию и обычно представляют собой сильно извилистые протоки, затухающие в направлении к маршу. Весь обломочный материал осаждается в русле канала, если и встречаются косы, то на внутренней части сигмовидной или синусоидальной излучины. Для маршей Калифорнии установлено, что несмотря на то, что песчаный материал концентрируется в приливных каналах, его доля не превышает 30—35 %.

Наличие кос зависит от степени извилистости каналов, которая падает с ростом интенсивности приливов. Дно каналов заполняется относительно крупнозернистыми песками, часто с раковинным детритом и многочисленными, но мелкими глинистыми интракластами, которые образуют базальные отложения фации канала. Косы сложены тонким переслаиванием глинисто-алевритовых и песчаных слоев, которые формируются за счет латеральной аккреции по плоскости, полого погружающейся в сторону канала. Оползневые процессы по поверхности косы дополнительно усложняют строение аккреционных участков приливных каналов.

Поверхность приливно-отливной отмели периодически выравнивается штормовыми морскими водами, поэтому осадки на этих отмелях — глинистые и слабо проницаемые. Приливные песчаные гребни и другие ассоциированные песчаные тела (песчаные волны, песчаные ленты и литоральные пески) могут быть окружены морскими илами, алевритами и илами приливно-отливных отмелей, отложениями барьерного острова, пляжа или аллювиально-эстуариевыми отложениями, а также лагунами, осадки которых служат чутким индикатором климатической обстановки времени их формирования. Ассоциация этих фации может быть обнаружена в разрезе приливного комплекса наряду с приливными палеоканалами.

Для диагностики палеоканалов приливного типа в керне помимо упомянутой выше ассоциации фаций можно предложить использовать следующие литологические критерии:

• Присутствие эрозионной нижней границы

• Наличие базальных (внутриформационных) конгломератов и интракластовых песчаников

• Накопление в канале более крупного материала, причем наиболее грубые осадки концентрируются в устьевых участках каналов

• Уменьшение зернистости вверх по разрезу в каждом русловом теле/циклите (не путайте с ритмитами приливных равнин с несколькими шкалами периодичности). Это наблюдается в пределах одной гряды (дюны), высота которой при средних приливах варьирует от 0,25 до 0,5 м. Для Западно-Сибирских мезозойских отложений мощность таких циклитов составляет десятки сантиметров - первые метры, что косвенно указывает на развитие побережья мезоприливного типа

• Преимущественно средняя сортировка обломочного материала

• Текстурные признаки: наличие текстур течения – косая однонаправленная, косая разнонаправленная, косая срезанная слоистость/слойчатость, мелкая интракластовая (глинистые и алевритоглинистые интракласты) и массивная текстуры в базальных частях, волнистая, линзовидная и флазерная текстуры в верхних горизонтах палеоканала или в прибортовых частях, а также мелкие серии косых разнонаправленных слойков, названные “селедочным скелетом” или текстурой «рыбья кость», что редко встречается в четкой сохраненной форме. Характерны рифели – знаки мелкой волновой ряби. Для подводных рифелей, которые образуются в прибрежной зоне морей и рек, расстояние между соседними гребнями находится в пределах 5...30 см (чаще 6...12 см) при глубине впадин 0,5...5 см. На илистом дне расстояние между соседними гребнями ряби может сократиться до 0,5 см (Арабаджи, 1973). Изредка сохраняются сдвоенные (парные) глинистые слойки. В прибортовых и прикровельных частях каналов могут встречаться текстуры мелкомасштабной пластической деформации. Наблюдается частое сочетание серий мелко и крупномасштабных слойков по латерали и вертикали, но в разных соотношениях

• Встречаются трещины синерезиса или усыхания в зоне осушки прирусловых валов, их могут интерпретировать как кластические дайки мелкого масштаба. Полигональная сетка трещин усыхания

может быть частой и тогда в керне удается зафиксировать даже более одной трещины. Сочетание трещин усыхания и следов ряби характерно для приливных отмелей

• Практически полное отсутствие органических остатков, как следствие суровых стрессовых условий и опережения биотурбации физической переработкой осадков. В бортовых частях каналов и прирусловых валах вероятна слабая биотурбация с низким ихноразнообразием – преобладание ихнокомплекса из *Thalassinoides, Diplocraterion, Arenicolites* и *Planolites*, дополнительными элементами могут являться *Ophiomorpha* и *Palaeophycus*. Рассматривая ихнологические особенности приливных отложений следует иметь в виду выделение пяти основных эволюционных фаз в развитии ихнофауны (Mángano, Buatois, 2015), а также влияние на распределение ихноценозов градиента солености, климатической зональности и развития растительности

• Редкий, но разнообразный раковинный детрит, который накапливается как на дне русел, так и на прилегающих прирусловых валах. Иногда в литоральной зоне происходит накопление известковых осадков - битой ракуши, намываемой в виде берегового вала и осадков, образованных за счёт отмирания организмов с известковым скелетом (моллюски, кораллы и др.), что важно учитывать при рассмотрении ассоциаций приливных равнин и каналов в том числе (Жуковская, Габова, 2017).

• Отсутствие конкреций

• Возможно наличие тонких прослоев углей в прирусловых валах, а также углифицированных корневых остатков как следов зарастания

В ходе фациального анализа следует учитывать не один из перечисленных признаков, а их совокупность и закономерное смену в разрезе и по латерали, если это позволяет наличие скважинной информации и керна в первую очередь. Выделение погребенных приливных палеоканалов важно, так как они обладают повышенной песчанистостью и улучшенными коллекторскими свойствами пород.

Помимо вышеперечисленных литологических признаков дополнительными аргументами в пользу приливной природы палеоканалов можно использовать их морфометрические характеристики, полученные из сейсмических данных и установленные для их современных аналогов закономерности.

Заключение. Отражены выделенные опытным путем основные литологические критерии надежной диагностики древних погребенных песчаных приливных каналов в керне. Для генетической интерпретации и выделения фаций приливных каналов рекомендовано использовать комплекс литологических признаков.

Приливные каналы достаточно уверенно выделяются по керну среди других приливных отложений, что позволяет более точно наметить расположение древних береговых линий при палеогеографических реконструкциях, с одной стороны, и рассматривать их в качестве приоритетных резервуаров углеводородов с другой.

Литература

Арабаджи В. Загадки простой воды / В Арабаджи - М.: Знание, 1973. - 50 с.

Жуковская Е.А. Природа формирования ракушняковых банок в лагунных отложениях среднего-верхнего оксфорда юго-востока Западной Сибири / ЕА. Жуковская, К.В. Габова // Научные материалы Седьмого Всероссийского совещания «Юрская система России: Проблемы стратиграфии и палеогеографии». Москва: ГИН РАН. - 2017. - С.53-56.

Зверев К.В., Сейсмофациальная и петрофациальная модель пластов сиговской свиты как инструмент снятия неопределенностей при построении 3D геологической модели резервуара / К.В. Зверев, С.А. Редина, С.В. Ибрагимова, Е.А. Жуковская, Т.В. Ольнева, Ш.В. Мухидинов, В.А. Орлов // PROНефть. – 2019. - №4. - С.20-25.

Генераленко О.С. Фациальная модель формирования отложений танопчинской свиты на примере месторождений Ямало-Гыданской нефтегазоносной области Западной Сибири / О.С. Генераленко, Е.Н. Бардаченко // Современные проблемы седиментологии в нефтегазовом инжиниринге : труды III Всероссийского научно-практического седиментологического совещания, 10-12 апреля 2017 г., г. Томск. — Томск: Изд-во ЦППС НД, 2017. — С. 69-76.

Кравченко Г.Г. Седиментационная модель средне-позднеоксфордских отложений месторождений Казанской группы по результатам исследования керна (Западная Сибирь) / Г.Г. Кравченко, К.В. Габова // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2016. – Т.327. № 11. – С. 45-56.

Попова О.А. Фациальные модели продуктивных пластов поднейтинского резервуара Бованенковского и Харасавэйского месторождений / О.А. Попова, О.О. Ураев // PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти. - 2021. 6(4). - С.43–53. https://doi.org/10.51890/2587-7399-2021-6-4-43-53

Староселец Д.А., Смирнов П.В. Концептуальная модель формирования надугольной толщи васюганской свиты северо-западной части Калчагского мезовыступа // Успехи современного естествознания. – 2020. – № 5. – С. 89-95.

Тугарова М.А. Атлас типовых фаций / М.А. Тугарова, Е.А. Жуковская - М.– Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2019. – 142 с.

Чернова О.С., Чухланцева Е.Р. Текстурные особенности ваттовых отложений Западно-Сибирского осадочного бассейна / О.С. Чернова, Е.Р. Чухланцева // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы Десятого Всероссийского совещания (Магадан, 20– 25 сентября 2020 г.). – Магадан: МАОБТИ, 2020. – С. 262–265.

Eisma, D. Intertidal deposits: River mouths, tidal flats, and coastal lagoons. (Taylor & Francis, 1998) p.544. https://doi.org/10.1201/9780138750308

Mángano, M.G. The Trace-fossil Record of Tidal Flats Through the Phanerozoic: Evolutionary Innovations and Faunal Turnover / M.G. Mangano and L.A. Buatois // Conference: ICHNOLOGY: Papers from ICHNIA III: Geological Association of Canada, Miscellaneous Publication 9. 2015. – P. 157-177.

Lithological criteria for identification of buried paleochannels of tidal genesis as hydrocarbon reservoirs

Zhukovskaia E.A.

NTC NIS-Naftagas LLC, Serbia, 21000, Novi Sad, Narodnog Fronta, 12, zhukovskaia.ea@nis.rs

The paper briefly considers the features of the formation and structure of tidal channels within terrigenous sedimentation systems. The key lithological criteria for reliable diagnostics of buried tidal paleochannels, based on core samples, are presented. For genetic interpretation and identification of facies of tidal channels, it is recommended to use a set of features.

Keywords: terrigenous tidal deposits, paleochannels, facies diagnostics

УДК 551.43:551.73

Морфолого-генетические типы резервуаров нефти и газа, связанные с рифовыми сооружениями палеозоя

Журавлева Л.М.

Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина. Россия, 119991, Москва, Ленинский просп., 65.
e-mail: zhurawlewa.lilia@yandex.ru

В палеозойской истории Земли выделяются пять этапов интенсивного рифообразования. В сооружениях четырех из них установлена промышленная нефтегазоносность. В зависимости от палеогеографических условий, места зарождения выделяются два морфолого-генетических типа рифов: симметричные изолированные и асимметричные сооружения протяженных систем. Морфологические характеристики рифов, равно как и климат эпохи рифообразования, определяют строение резервуара, его объем и характер экранирования.

Ключевые слова: рифы одиночные симметричные, рифы асимметричные, строение резервуара.

Рифы – весьма своеобразные и сложные геологические тела, обладающие определенными геологическими, морфологическими, литологическими и биологическими характеристиками. Для их формирования необходимо сочетание определенных природных условий, что уже привлекает внимание исследователей. Учитывая при этом, что во многих рифах установлена промышленная нефтегазоносность, интерес к их изучению проявляется и с другой, прикладной стороны. По некоторым подсчетам с рифами связано от 10 до 12 процентов общемировых запасов углеводородов, причем, месторождения установлены в рифовых сооружениях четырех из пяти циклов палеозойского рифообразования. В данном сообщении излагаются результаты анализа строения, морфологии и формирования ловушек нефти и газа, не только непосредственно, но и косвенно связанных с палеозойскими рифовыми образованиями.

Одним из важнейших условий для зарождения и развития рифового сооружения является наличие цоколя – пусть малоамплитудного, но выраженного в рельефе дна положительного элемента рельефа. Это могут быть локальные антиклинальные складки, подводные вулканы, реликты более древних органогенных построек, а также протяженные зоны разделения дна бассейна на мелководную и более глубоководную части. В зависимости от палеогеографического положения и природы цоколя образуются два типа рифовых сооружений.

В глубоководных условиях на локальных поднятиях относительно плоского дна бассейна развиваются рифы первого типа – мощные одиночные изолированные сооружения. Глубоководная обстановка формирования определяет их морфологические характеристики – во-первых, значительную высоту и, во-вторых, более или менее симметричное поперечное сечение куполовидной

(старооскольские рифы Нижнего Поволжья), плосковершинной (нижнефранский риф Джуди Крик Западно-Канадского бассейна) или атолловидной (среднефранский риф Редуотер того же бассейна) формы (Кузнецов, Журавлева, 2018). В плане эти сооружения имеют округлые, овальные, линейно-вытянутые или серповидные очертания. При значительных площадных размерах атолловидные рифы рассматриваются как изолированные карбонатные платформы с рифовым обрамлением риф – Тенгиз Прикаспийской впадины (Facies…, 2006).

На ступенеобразных осложнениях слабо наклоненных моноклинальных участков морского дна рифы образуют линейные зоны – цепочки, как в силуре Иллинойского, Мичиганского и Предаппалачского бассейнов; аналогичные цепочки локализуются вдоль линейных дислокаций, как в рифовой цепи Римби–Ледюк–Клайд; при несколько более выраженной дифференциации рельефа дна изолированные рифы группируются в «кусты», например, среднеживетские рифы районов Рейнбоу, Зама Западной Канады.

Одиночные симметричные рифы могут формироваться и в мелководных зарифовых областях морского бассейна, где рельеф дна не может быть идеально ровным и однообразно мелководным. Такие массивы характеризуются незначительной высотой. Это Уметский, Южно-Уметский, Чухонастовский и др. рифы Волгоградского Поволжья (Кузнецов, Хенвин, 1967)

На границе мелководной и относительно глубоководной частей бассейна развиваются рифы второго типа – асимметричные, образующие рифовые системы, протяженность которых может достигать тысячи и более км. Примерами подобных систем служат нижнекембрийские рифы Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз Сибирской платформы, среднедевонские барьерные рифы группы Эльк Пойнт – Кег Ривер, Пайн Пойнт, Прескуэл, Шекиле Западной Канады, главная верхнедевонская краевая рифогенная зона – «Ухтинский барьер» Печорской синеклизы (Меннер, 1991), нижнепермские рифы Предуральского краевого прогиба и Прикаспийского котловинного моря, среднепермские рифы Центральной платформы Пермского бассейна США. Асимметрия их профильного сечения определяется местоположением – склон, обращенный к глубоководной части крутой с весьма существенным превышением кровли над дном бассейна, в то время как противоположный склон пологий, а превышение его кровли над дном бассейна незначительно.

Рифы обоих типов могут быть нефтегазоносны, однако их морфолого-генетические различия определяют и различия в характере связанных с ними резервуаров.

Процесс формирования изолированных симметричных рифов происходит в условиях последовательного тектонического прогибания, что определяет их весьма значительную высоту. Синхронные глубоководные отложения плотные, непроницаемые, представляют собой боковой флюидоупор, и резко уступают рифовым образованиям в мощности. Таким образом, рост сооружения обеспечивает формирование седиментационного рельефа. Осаждение экранирующих отложений осуществляется по всей площади массива. В случаях куполовидных и не слишком крупных плосковершинных сооружений наилучшими коллекторскими свойствами обладают породы центральных частей построек, по мере продвижения к периферии их фильтрационно-емкостные свойства ухудшаются. Объем залежей примерно равен объему сооружения и составляет от первых десятков в сооружениях внутренних зарифовых бассейнов до тысячи и более метров. Так, в пермской части рифа Карачаганак высота залежи составляет более 1500 м. В резервуарах крупных плосковершинных и атолловидных рифов картина обратная: известняки с повышенными коллекторскими свойствами локализуются на периферийных частях сооружения, окружая плотные микрозернистые отложения внутренних лагун с некондиционными коллекторскими свойствами (верхневизейско-серпуховский риф Тенгиз).

Пограничная локализация асимметричных рифов обусловливает иные характеристики резервуара. Крутой и протяженный предрифовый склон объема потенциальной залежи не определяет, определяющим является противоположный, пологий склон. Синхронные мелководно-шельфовые отложения с этой стороны часто бывают проницаемыми, поэтому высота, а, следовательно, и объем резервуара контролируется лишь превышением кровли рифа над кровлей зарифовых образований. Вместе с тем, в ряде случаев в телах асимметричных рифовых систем создается дополнительный замкнутый объем, во-первых, за счет пострифовых воздымающих тектонических движений, когда увеличивается амплитуда поднятия, а вместе с ней и высота резервуара. Во-вторых, за счет появления непроницаемых синхронных зарифовых отложений со стороны пологого склона. Асимметричные барьерные рифы препятствуют свободному водообмену зарифового бассейна с Мировым океаном, что в условиях аридного климата способствует повышению солености в той или иной степени изолированной области моря. В подобных обстановках – зарифовых лагунах – осаждаются непроницаемые микрозернистые доломиты, нередко, сульфаты.

Довольно распространенными являются залежи углеводородов, существующие вне рифовых тел, но генетически с рифами связанные.

В процессе формирования рифы создают седиментационно образованный рельеф большей или меньшей амплитуды, особенно это касается внутрибассейновых изолированных построек, но иногда проявляется и в асимметричных рифовых системах. Поэтому перекрывающие более молодые

отложения могут образовать структуру облекания Возникший таким образом рельеф сглаживается толщами выполнения. Последние, особенно, глинистые, но в той или иной степени и солевые, в последующем уплотняются, а, частично, растворяются и выносятся, а над рифом возникает атектоническая замкнутая складка – своего рода, атектоническая антиклиналь – вторичная ловушка, генезис которой обусловлен наличием ниже по разрезу рифа. Подобные случаи, в том числе, с наличием залежей, нередки в каменноугольных отложениях Волго-Уральской провинции: в разрезе Чермасанского рифа массивные залежи установлены в верхней части верхнедевонского рифа, в перекрывающих нижнекаменноугольных нерифовых карбонатных отложениях, и выше – елховско-бобриковских терригенных отложениях.

В этом случае возможно влияние и тектонических движений. Дело в том, что первично само начало рифообразования локализуется на малоамплитудных, но выраженных в рельефе дна тектонических структурах. Последние продолжают развиваться и после рифообразования, что в целом ведет к увеличению амплитуды атектонической седиментационной складки, коллекторские пласты в которых тоже могут быть, а нередко формируются и залежи углеводородов. Примером подобной ситуации могут послужить месторождения, связанные с Карача-Елгинским и Бастрыкским рифами.

Еще один возможный тип залежей, строго говоря не в самих рифах, а в продуктах их разрушения – склоновых, в том числе, турбидитных, отложениях на обращенных к глубоким участкам бассейна склонам рифов – в предрифовых обломочных карбонатных шлейфах. Сейчас подобные залежи относительно редки, но целенаправленные исследования подобных зон и отложений позволило установить ряд неизвестных ранее залежей в отложениях такого типа – пермские рифы бассейна Мидлэнд, Нью Мехико, США (Runyan, 1965; Исказиев, Хафизов, 2019).

Литература

Исказиев К.О., Хафизов С.В. Краткий обзор турбидитных комплексов Пермского мегабассейна (Техас и Нью-Мехико, США) / К.О. Исказиев, С.В. Хафизов. М. – Ижевск. – 2019. – 188 с.

Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М. Рифовые образования Западно-Канадского бассейна и их нефтегазоносность // Литология и полез. ископаемые. – 2018. – № 3. – С. 257–273.

Кузнецов В.Г., Хенвин Т. И. Некоторые черты геологического строения Южноуметского рифа (Нижнее Поволжье) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1967. – № 2. – С. 21–25.

Меннер В.Вл. и др. Региональные особенности размещения рифогенных образований и новая модель литофациальной зональности во франских и нижнефаменских толщах Хорейверской впадины // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. М.: ИГиРГИ, – 1991. – С. 56–72.

Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков / Под ред. М.Ф. Мирчинка. – М.: Недра. – 1974. – 152 с.

Facies and reservoir-quality variation in the Late Visean to Bashkirian outer platform, Rim, and Flank of the Tengiz buildup, Precaspian basin, Kazakhstan / J.F. Collins, K.L. Steffen, J.A.M. Kenter, P.M. Harris, G. Kuanysheva, D.J. Fischer // AAPG. Memoirs – 2006. – Vol. 88. – P. 55–95.

Malek-Aslani M. Lower WolfCampian reef in Kemnitz field, Lea Conty, New Mexico / M. Malek-Aslani // AAPG. Bull. – V. 54. – No 12. – 1970. – P. 2317–2335.

Runyan J.W. First New Mexican reef detritus oil pools found downdip from Abo trend / J.W. Runyan // World Oil. – March. – 1965. – P. 99–106.

Morphological and genetic types of oil and gas reservoirs associated with Paleozoic reef structures

Zhuravleva L.M.

National University of Oil and GAS «Gubkin University», 65 Leninsky Prospekt, Moscow, 119991, Russia

There are five stages of intensive reef formation in the Paleozoic history of the Earth. Industrial oil and gas potential has been established in the structures of four of them. Depending on the paleogeographic conditions, two morphological and genetic types of reefs are distinguished: symmetrical isolated and asymmetric structures of extended systems. The morphological characteristics of reefs, as well as the climate of the era of reef formation, determine the structure of the reservoir, its volume and the nature of shielding.

Keywords: single symmetrical reefs, asymmetric reefs, reservoir structure

УДК 528.71

Литолого-геохимическая характеристика баженовской и георгиевской свит на Казанской площади (Томская область, Западная Сибирь)

Замирайлова А.Г.[1], Костырева Е.А. [1], Сотнич И.С.[1], Эдер В.Г.[2]

1-Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, Россия, 630090, г. Новосибирск, пр. Коптюга, 3, zamirailovaag@ipgg.sbras.ru, kostyrevaea@ipgg.sbras.ru, sotnichis@ipgg.sbras.ru

2-Геологический институт РАН, Россия, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7с1, edervika@gmail.com

Изучены состав, условия формирования и геохимические особенности георгиевской и баженовской свит кимеридж-волжско-берриасского возраста на Казанской площади (Томская область). На основе комплексного анализа состава пород с использованием современных методов обработки и интерпретации полученных аналитических данных, содержания и распределения в них аквагенного органического вещества охарактеризованы породы баженовской и георгиевской свит. Установлено, что баженовская свита накапливалась в более восстановительных обстановках, чем георгиевская.

Ключевые слова: баженовская, георгиевская свиты, органическое вещество.

В рамках настоящей работы изучались георгиевская и баженовская свиты, вскрытые бурением на Казанской площади в интервале глубин 2469,0-2496,30 м, расположенной на юге Сильгинского фациального района (Шурыгин и др., 2000).

Методика исследований включала детальное описание пород по керну, петрографический анализ в шлифах, текстурный анализ на макроскопическом и микроскопическом уровнях, химический анализ образцов методами РФА и «мокрой химии» с пересчетом на минералогический состав по методике О.М. Розена и Ю.А. Нистратова (1984), а также комплекс аналитических методов органической геохимии - пиролиз, битуминология, газо-жидкостная хроматография, хромато-масс-спектрометрия (Конторович и др., 2018 и др.). Классификация пород проводилась по А.Э. Конторовичу и др. (2016). Анализ форм железа в солянокислых вытяжках с определением степени пиритизации железа (СП) для анализа окислительно-восстановительных обстановок (Raiswell и др., 1988).

Георгиевская свита мощностью 6,0 м вскрыта в интервале 2490,30-2496,30 м. В основании вскрыта барабинская пачка (пласт $Ю_1^0$) толщиной 0,95 м, представленная серыми с голубовато-зеленоватым оттенком песчаниками плохосортированными в разной степени глинистыми, постепенно переходящими вверх в алевро-аргиллиты. Для пачки характерны конкреции сидерита, пирита, многочисленные белемниты и пятнистый биотурбированный облик. Выше залегают микститы кремнисто-глинистые темно-серые, трещиноватые, линзовидно-слоистые. Глинистый и кремнистый материал составляют основную массу породы. В породе наблюдаются реликты радиолярий, представленные тонкокристаллическим кремнистым материалом, фосфатные обломки скелетов рыб бурого цвета, пирит в виде редко рассеянных мелких зерен и стяжений округлой формы размером 0,01-0,05мм распространенных не равномерно, микростяжения, состоящие из карбонатапатита (рис. 1 А, Б). По результатам химических анализов средние содержания в этих породах кремнистого материала составляют 26,6%, глинистого материала – 34,0%, карбонатного материала–10,0%, керогена –4,4%, пирита – 4,4% и апатита-8,2%.

На границе с баженовской свитой отмечается прослой известняка мощностью 0,6 м (гл. 2489,95 м, рис. 1В) микро-тонкокристаллического глинистого. Микро-тонкокристаллический кальцит слагает основную массу породы, в которой фиксируются хаотично расположенные реликты радиолярий округлой и конусообразной формы, выполненные тонкокристаллическим известняком. Глинистый материал распространен равномерно. В породе отмечаются тонкие линзочки керогена, пирит в виде редко рассеянных мелких зерен и стяжений неправильной формы, распространенных неравномерно и фосфатный материал костей рыб.

Баженовская свита согласно залегает в интервале (2469,00-2490,30 м) и представлена в нижней части в интервале 2480,00-2490,30 м силицитом керогеновым линзовидно-слоистым (рис.1 Г,Д). Глинистый и кремнистый материал составляют основную массу породы. Слоистость подчеркнута тонкими линзочками глинистого материала, в разной степени обогащенных керогеном. В породе присутствуют фосфатный костный материал рыб, крючки теутид, реликты радиолярий, выполненные кремнеземом и некоторые карбонатом. Форма радиолярий овальная и конусообразная. Отмечаются пиритизированные сеточки радиолярий. По результатам химических анализов средние содержания в этих породах кремнистого материала – 51,4%, глинистого материала –12,6%, карбонатного материала–2,9%, керогена –16,5%, пирита – 5,2%, апатита-4,2%.

Выше, в интервале 2469,00-2480,00 м, залегает пачка микстита кероген-глинисто-кремнистого темно-серого до черного с горизонтально-линзовидно-слоистой микротекстурой, в которой содержание органического вещества ниже, чем в нижней пачке (рис. 1 Е,Ж). Глинистый и кремнистый материал составляют основную массу породы. Слоистость подчеркнута тонкими линзочками глинистого материала в разной степени обогащенных керогеном. В породе присутствуют фосфатный материал костей рыб, крючки теутид, реликты радиолярий, ядра которых заполнены кремнистым материалом. По результатам химических анализов средние содержания в этих породах кремнистого материала 46,6%, глинистого материала –22,0%, карбонатного материала–3,3%, керогена –11,5%, пирита – 4,8%, апатита-6,0%.

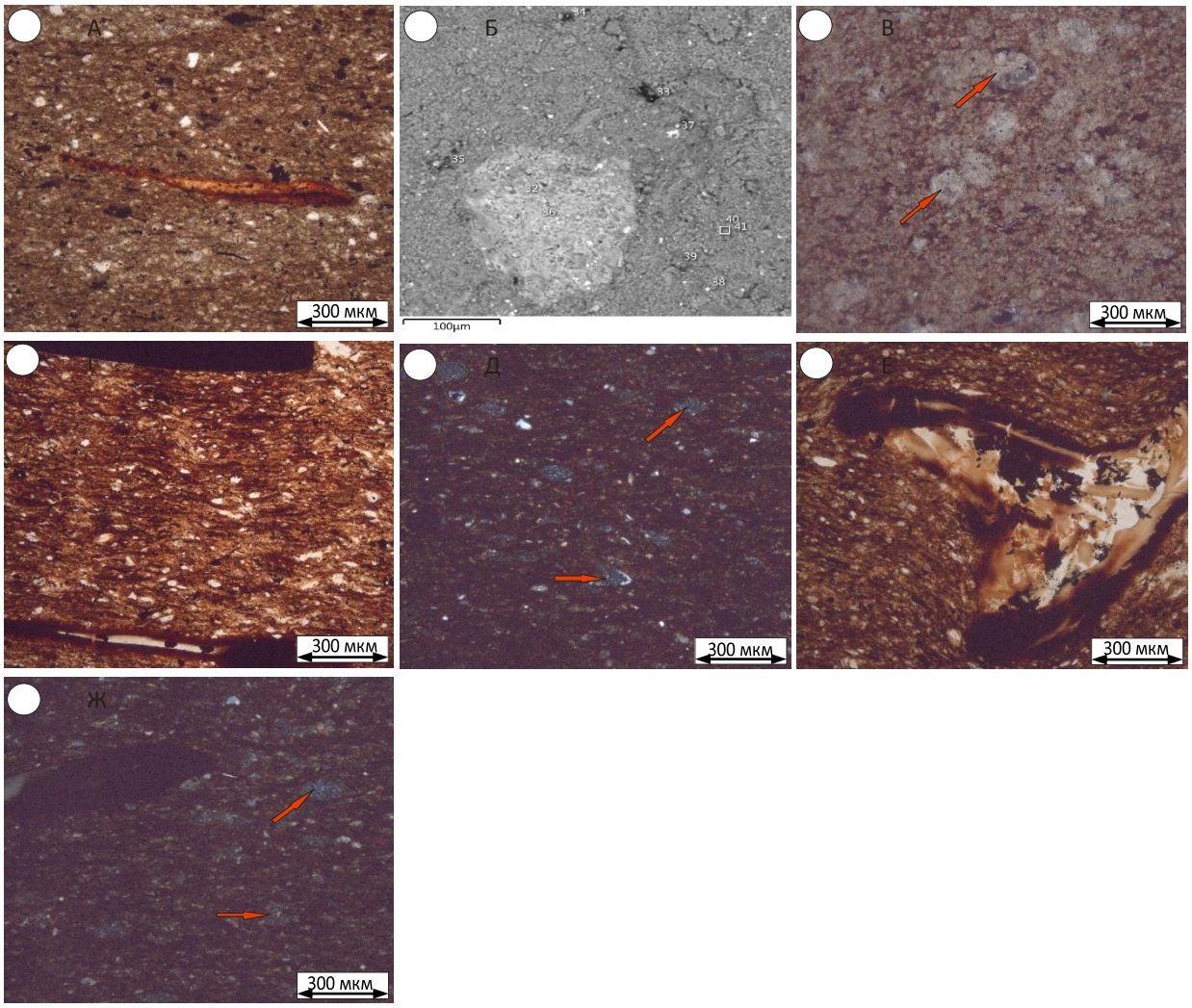


Рис.1.Типы пород георгиевской и баженовской свит:А-микстит кремнисто-глинистый массивный. В породе наблюдаются обломки скелетов рыб. Георгиевская свита (гл. 2493,40м); Б-микстит глинисто-кремнистый, в котором наблюдаются микростяжения карбонатапатита. Георгиевская свита (гл.2489,75 м); В-Известняк микро-тонкокристаллический глинистый, в котором фиксируются хаотично расположенные реликты радиолярий, выполненные тонкокристаллическим известняком. Баженовская свита (гл.2493,40 м); Г-Силицит керогеновый линзовидно-слоистый. В породе наблюдаются обломки скелетов рыб. Баженовская свита (гл. 2482,81м); Д-силицит керогеновый линзовидно-слоистый. В породе наблюдаются реликты радиолярий (стрелки), которые выполнены тонкокристаллическим кремнистым материалом. Баженовская свита (гл. 2484,89м). Николи+; Е-микстит кероген-глинисто-кремнистый линзовидно-слоистый. В породе наблюдаются обломки скелетов рыб. Баженовская свита (гл. 2479,20м); Ж- микстит кероген-глинисто-кремнистый линзовидно-слоистый. В породе наблюдаются реликты радиолярий (стрелки), которые выполнены тонкокристаллическим кремнистым материалом. Баженовская свита (гл. 2476,90м). Николи+. Фото: Замирайлова А.Г.

Геохимия органического вещества. В георгиевской свите содержание органического углерода меньше 2,90% на породу. Значения пиролитических характеристик (S_1 = 0,05-0,16 мг УВ/г породы, S_2 = 2-5 мг УВ/г породы, HI=150-218мгУВ/г$C_{орг}$, PI=0,01-0,05) на Казанской площади невысокого качества по классификации Лопатина и др., 1997. Значение кислородного индекса равно 18 мгУВ/г$C_{орг}$. Содержание

хлороформенного экстракта низкое (0,04% на породу). Биомаркерные параметры (отношения: н-C_{27}/н-C_{17}=0,3, Pr/Ph=1,8, стеранов C_{29}/C_{27}=0,8, хейлантанов $2(C_{19}+C_{20})/\Sigma C_i$ (i = 23, 24, 25, 26)=0,4, повышенные концентрации триароматических стероидов =18% от суммы ароматических соединений, МДБТ/Ф=0,01) свидетельствуют об аквагенном ОВ. Преобразованность ОВ в георгиевской свите по показателю CPI = 1.00, соотношению концентраций трисноргопанов (C_{27}) Ts/Tm и 20S/20R, 20S/(20S+20R), αα20S/αα20R = 0,29 в этилхолестанах (C_{29}), которые меньше единицы, а также по пиролитическому показателю Тмакс=433ºС отвечает ГФН ($МК_1^1$) и согласуется с данными А.Н. Фомина (Фомин, 2011).

Вверх по разрезу, в интервале 2493,1-2490,1 м наблюдается постепенное увеличение значений $C_{орг}$ (от 3,14 до 3,91% на породу) и пиролитических характеристик (S_1 = 0,27÷0,51 мг УВ/г породы, S_2 = 13,21÷20,63 мг УВ/г породы, HI=421÷527мгУВ/г$C_{орг}$). Значения кислородного индекса равно 10-12 мгУВ/г$C_{орг}$. Концентрация хлороформенного экстракта также увеличивается вверх по разрезу от 0,11 до 0,17% на породу. Биомаркерные параметры (отношения: н-C_{27}/н-C_{17}≤0,6, Pr/Ph≤2,0, стеранов C_{29}/C_{27}≤1,0, хейлантанов $2(C_{19}+C_{20})/\Sigma C_i$ (i = 23, 24, 25, 26) ≤0,5, повышенные концентрации триароматических стероидов до 30% от суммы ароматических соединений, 4-МДБТ/Ф=0,02-0,03) свидетельствуют об аквагенном ОВ. Преобразованность ОВ в этом интервале по показателю CPI = 1,0-1,1, соотношению концентраций трисноргопанов (C_{27}) Ts/Tm и 20S/20R, 20S/(20S+20R), αα20S/αα20R = 0,29 в этилхолестанах (C_{29}), которые меньше единицы, а также по пиролитическому показателю $Т_{макс}$=428-431ºС отвечает ГФН ($МК_1^1$) и согласуется с данными А.Н. Фомина (Фомин, 2011).

Для образцов баженовской свиты характерны максимальные значения органического углерода (8-16% на породу) и пиролитических характеристик (S_1 = 2,0÷4,5 мг УВ/г породы, S_2 = 51,0÷100,9 мг УВ/г породы, HI=630÷662мгУВ/г$C_{орг}$), за исключением карбонатов с глубин 2475,2м и 2489,3м (нерастворимый остаток 22,0-27,5% на породу, $C_{орг}$= 1,25-2,30% на породу, S_1 = 0,1÷0,5 мг УВ/г породы, S_2 = 4,0÷12,0 мг УВ/г породы, HI=327÷512мгУВ/г$C_{орг}$). Значения кислородного индекса в микститах и силицитах равно 2-4 мгУВ/г$C_{орг}$, а в карбонатах увеличивается до 29 мгУВ/г$C_{орг}$. Концентрация хлороформенного экстракта изменяется от 0,3 до 0,85% на породу. Биомаркерные параметры (отношения: н-C_{27}/н-C_{17}≤1,0, Pr/Ph≤1,5, стеранов C_{29}/C_{27}≤1,0, хейлантанов $2(C_{19}+C_{20})/\Sigma C_i$ (i = 23, 24, 25, 26) ≤0,4, повышенные концентрации триароматических стероидов до 35% от суммы ароматических соединений, 4-МДБТ/Ф≈0,1) свидетельствуют об аквагенном ОВ. Преобразованность ОВ в этом интервале по показателю CPI = 0,95-1,1, соотношению концентраций трисноргопанов (C_{27}) Ts/Tm, 20S/20R, 20S/(20S+20R), αα20S/αα20R = 0,29 в этилхолестанах (C_{29}), 4-МДБТ/1-МДБТ, которые меньше единицы, а также по пиролитическому показателю $Т_{макс}$=425-432ºС отвечает ГФН ($МК_1^1$) и согласуется с данными А.Н. Фомина (Фомин, 2011).

Таким образом, разрез баженовской свиты на Казанской площади представлен силицитом керогеновым с высоким содержанием керогена (ср.16,5%) и микститом кероген-глинисто-кремнистым с содержанием керогена (ср.11,5%). Геохимические показатели Mo/Mn (1,1), аутигенный уран (27,8) и СП (0,9) свидетельствуют о высоко-восстановительных условиях формирования пород.

Георгиевская свита представлена микститом кремнисто-глинистым с низким содержанием керогена (ср.4,4%). Геохимические показатели Mo/Mn (0,1), аутигенный уран (3,7) и СП (0,7) указывают на умерено-восстановительные условия формирования пород.

Условия выветривания в областях сноса определялись на основе геохимических факторов, в качестве которых принимался гидролизатный (Al_20_3+$Ti0_2$+Fe_20_3+FeO)/SiO_2) (Юдович, Кетрис, 2000). Чем выше гидролизатный модуль (ГМ), тем более интенсивное выветривание претерпели исходные породы источников сноса. Повышенные значения ГМ (0,3) георгиевской свиты по сравнению с ГМ (0,2) баженовской свиты свидетельствуют о более интенсивных процессах выветривания при формировании материала георгиевской свиты.

Сравнительный анализ геохимических параметров органического вещества изученного разреза показал, что аквагенное ОВ баженовской свиты (2476-2487м) накапливалось в более восстановительных обстановках, чем аквагенное ОВ из нижележащих отложений, о чем свидетельствуют такие показатели как OI и 4МДБТ/Ф или ДБТ/Ф, изменяясь от 18 до 2-4 мгУВ/г$C_{орг}$ и от 0,01 до 0,1 или от 0,05 до 0,5.

Работа выполнена при финансовой поддержке: проектов FWZZ-2022-0007, FWZZ-2022-0011 программы ФНИ.

Литература

Конторович, А.Э. Геохимия битумоидов баженовской свиты / А.Э. Конторович, Е.А. Костырева, С.В. Родякин, И.С. Сотнич, П.А. Ян // Геология нефти и газа. – 2018. – №2. – С.79-88.

Конторович, А.Э. Классификация пород баженовской свиты / А.Э.Конторович, П.А.Ян А.Г. Замирайлова, Е.А.Костырева, В.Г.Эдер // Геология и геофизика. – 2016. – Т 57. – № 11. – С.2034 – 2043.

Розен, О.М. Определение минерального состава осадочных пород по химическим анализам / Розен О.М., Нистратов Ю.А. // Советская геология. – 1984. – № 3. – С.76-83.

Фомин, А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна / А.Н. Фомин– Науч. ред. А.Э. Конторович – Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2011. – 331 с.

Шурыгин, Б. Н. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система /Б.Н. Шурыгин., Б.Л. Никитенко, В.П. Девятов и др. – Новосибирск: Изд-во СОРАН, филиал «ГЕО», 2000. - 480 с.

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

Raiswell, R. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation / R. Raiswell, F. Buckley, R.A. Berner, T.F. Anderson // J. Sediment. Petrol. – 1988. – V. 58. – Pp. 812-819.

Lithological and geochemical characteristics of the Bazhenov and St. George formations on Kazan Square (Tomsk region, Western Siberia)

Zamirailova A.G.[1], Kostyreva E.A. [1], Sotnich I.S.[1], Eder V.G.[2]

1-Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, 3 Koptyuga Ave., Novosibirsk, 630090, Russia, zamirailovaAG@ipgg.sbras.ru, kostyrevaea@ipgg.sbras.ru, sotnichis@ipgg.sbras.ru

2-Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, 7c1 Pyzhevsky Lane, Moscow, 119017, Russia, edervika@gmail.com

The composition, conditions of formation and geochemical features of the Bazhenov and Georgiev Formations of the Kimmeridge-Volga-Berriasian age on Kazan Square (Tomsk region) have been studied. Based on a comprehensive analysis of the composition of rocks using modern methods of processing and interpretation of the analytical data obtained, the content and distribution of aquagenic organic matter in them, the rocks of the Bazhenov and Georgiev Formations are characterized. It was found that the Bazhenov Formation accumulated in more restorative environments than the Georgiev one.

Keywords: Bazhenov Formation, Georgiev Formation, organic matter

УДК 552.4

Литолого-минералогические особенности волжских горючих сланцев разрезов у села Городище (Ундоры)

Захарова Н.С., Ескин А.А., Королев А.Э., Захаров Д.С.

Казанский федеральный университет. Россия, 420008, г. Казань, Кремлевская, 4/5, zaharova.nadyuch@mail

В работе рассмотрены литолого-минералогические особенности волжских горючих сланцев из разреза у села Городище. Проведенные оптико-микроскопические, электронно-микроскопические, рентгенографические и термические исследования высокоуглеродистых пород показали их сложный полиминеральный состав. На основе полученных данных были разобраны основные источники поступления минерального и органического вещества в Среднерусский палеобассейн седиментации при формирование горючих сланцев. По результатам седиментационного анализа и соотношению основных компонентов в породе были смоделированы условия образования высокоуглеродистых отложений в сланценосной толще титонского яруса.

Ключевые слова: Титонский ярус, горючие сланцы, условия образования

Геологические разрезы Ульяновской области, вскрытые в обнажениях правого берега Куйбышевского водохранилища, издавна привлекают внимание геологов, занимающихся изучением отложений верхнеюрского возраста (Линовский, 1930; Zorina, 2007; Mitta, 2014). В последние годы интерес к ним вызван вследствие обнаружения в составе терригенного комплекса титонского яруса повышенных концентраций редкоземельных элементов (Самойлов, 2018) и новыми технологическими возможностями разработки, приуроченных к ним горючих сланцев (Korolev, 2018; Стрижакова, 2009; Zozyrev, 2011). Учитывая актуальность данной тематики, было проведено литолого-минералогическое исследование высокоуглеродистых отложений у села Городище (г. Ундоры), расположенного на севере Ульяновской области.

Исходя из внешних морфологических особенностей горючих сланцев и углеродистых глин, основными методами исследования пород являлись рентгенографический, оптико-микроскопический, термический и электронно-микроскопический анализы.

Рентгенографический анализ осуществлялся на дифрактометре D2 Phaser (Bruker, Германия) в целях детализации состава образцов. Съемка осуществлялась в следующем режиме: напряжение рентгеновской трубки – 30 kV, ток – 30 mA, шаг сканирования – 0.02°, скорость – 1град./мин. Диапазон углов сканирования в геометрии Брэгга-Брентано составлял от 3 до 40°. Использовались стандартные порошковые препараты.

Термический анализ проводился на приборе STA 449 Jupiter F3 с целью определения теплоты сгорания и фазовых переходов структурных компонентов горючих сланцев. Интервал обжига составлял от 30 до 1000oC, шаг нагрева – 10 град./мин. при постоянной продувке воздухом.

Оптико-микроскопические исследования проводились на просвечивающем поляризационном микроскопе AXIO Imager. A2. Для документирования применялась цифровая цветная фотокамера Zeiss AxioCam ICc 5, подключенная к окуляру с помощью специального адаптера.

В разрезах у с. Городище высокоуглеродистые породы приурочены к верхней части обнажений правого берега р. Волги чуть ниже кромки обрывов. Снизу и сверху их подстилают и перекрывают зеленовато-серые известковые глины с горизонтально-слоистой текстурой. Благодаря своей буроватой, темно-серой и черной окраске, углеродистые отложения хорошо выделяются на фоне более светло-окрашенных пород. Видимая мощность пласта горючих сланцев составляет около 4,0 м. Визуально породы характеризуются скрытозернистой структурой, горизонтальной тонкослоистой текстурой, хорошо видимой сланцеватостью вдоль седиментационной слоистости. Горючие сланцы содержат крупные включения известковых органических остатков: двустворчатых моллюсков, аммонитов и белемнитов. Наряду с фрагментами морской фауны присутствуют относительно крупные (до 1,5 см) агрегаты пирита, рассеянные в породе. За счет окислительных процессов тонкодисперсные включения пиритов частично переходят в землистые агрегаты гетита-гидрогетита, которые придают горючим сланцам в буроватый цвет. В пределах продуктивного слоя высокоуглеродистые породы разбиты системами вертикальных и горизонтальных трещин на плитчатые отдельности различного размера. По трещинам отмечаются желтые землистые агрегаты ярозита, трассирующие пути движения инфильтрационных вод (Korolev, 2019).

Согласно проведенным рентгенографическим исследованиям, горючие сланцы являются поликомпонентными породами. В их составе присутствуют как глинистые, так и обломочные минералы. Общее содержание глинистой компоненты составляет 15-24%. В ее составе преобладают смешанослойные фазы иллит-монтмориллонитового состава, в меньших количествах отмечается мусковит (9-13%), хлорит (3-6%) и каолинит (4-6%). Следующими по значимости породообразующими минералами являются кальцит (23-38%), кварц (17-32%), альбит (3-6%), пирит (2-3%) и гипс (1-2%).

По данным оптико-микроскопических исследований горючие сланцы имеют пелитовую структуру и горизонтально-слоистую текстуру, которая обусловлена неравномерно послойным распределением органического вещества (рис. 1). Породы сложены тонкодисперсными глинистыми частичками, имеющими аксиально ориентированную текстуру. За счет плотного прилегания друг к другу и хорошо развитых контактов соприкосновения по базальным плоскостям глинистые минералы образуют плотный агрегат с общим оптическим погасанием. В межзерновом пространстве глинистых частичек присутствуют многочисленные включения органического вещества, обуславливающего черную окраску породы. Органическое вещество образует рассеянные коллоидные сгустки, пленочки и волнистые микрослойки, в отдельных образцах выполняет полости седиментационно-диагенетических трещин, сформировавшихся в результате расслоения органо-минерального илистого осадка в процессе его литификации. Горючие сланцы содержат многочисленные включения (до 25%) аллотигенных минеральных зерен алевритовой размерности. Среди них преобладают полуокатанные зерна кварца, в меньших количествах присутствуют угловатые обломки полевых шпатов и чешуйки мусковита. Часть минеральных обломков рассеяна в породе, часть сконцентрирована в линзовидные обособления. Наряду с аллотигенной компонентой порода содержит рассеянные включения известковых органических остатков (до 15%). Крупные раковины моллюсков имеют преобладающую ориентировку согласно слоистости породы, мелкий детрит расположен хаотично. Из аутигенных минералов фиксируются агрегаты пирита и халцедона. Пирит встречается в фрамбоидальных обособлений, халцедон – в виде небольших линзочек, сложенных тонкозернистым кремнеземом. По данным микроскопических исследований породы слабо пористые (первые %). Поры субкапиллярной размерности, ориентированы вдоль базальных плоскостей глинистых частичек.

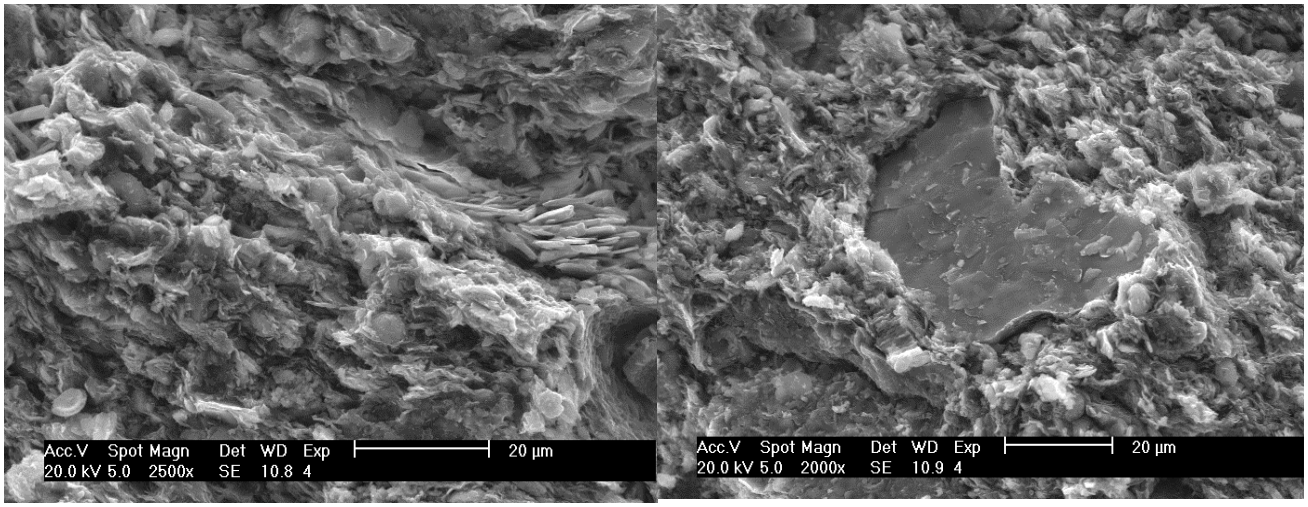
Электронно-микроскопические исследования позволили более детально рассмотреть особенности взаимоотношения между минеральными компонентами в породе. Съемка поверхностей сколов горючих сланцев показала преобладание в них ламинарных, матричных и мелкоячеистых микроструктур (рис. 2). Ламинарные типы микроструктур преобладают в местах аккумуляции глинистых частиц, образующих обособленные слойки без крупных включений минеральных обломков. За счет субпараллельного расположения пластинчатых структурных элементов, глинистые минералы создают

протяженные волнистые микроагрегаты, ориентированные согласно седиментационной слоистости породы. Глинистая компонента в них распределена равномерно, видимые границы между ними отсутствуют. Хорошая сортировка глинистых частичек и высокая степень их ориентировки по напластованию придает вытянутым микроагрегатам вид ламинарного (плоскопараллельного) потока. В местах локализации относительно крупных минеральных обломков и органических остатков глинистые агрегаты образуют матричную или ячеистую микроструктуры. Матричная выражается в обволакивание крупных обособленных лито-и биокластов глинистыми агрегатами наподобие «рубашки». В этом случае примыкающие к кластолитам глинистые частички ориентированы своими базальными плоскостями параллельно поверхности твердого субстрата. Пластинчатые структурных элементов расположены в обволакивающих микроагрегатах несколько более беспорядочно, по сравнению с глинистыми минералами ламинарных микроструктур. Мелкоячеистая структура преобладает в местах скопления планктонных остатков кокколитофорид. В этом случае глинистые частицы заполняют пространство между органическими остатками, образуя мелкоячеистую сетку.

Анализ строения горючих сланцев показывает, что в породах преобладают диспергированно-коагулированные микроструктуры, формирование которых происходило при медленной литификации донного илистого осадка в условия постепенного увеличения давления вышележащих толщ (Осипов, 1989).



Рис. 1. Фото образца и шлифа (в скрещенных николях) горючего сланца. Фото: Ескин А.А.



Ламинарная микроструктура Массивная микроструктура

Рис. 2. Фото поверхностей сколов горючих сланцев под электронным микроскопом. Фото: Королев Э.А.

Наряду с минеральной компонентой было проведено исследование и органического вещества горючих сланцев. Поскольку именно оно определяет промышленную значимость высокоуглеродистых пород. Известно, что природное органическое вещество в большинстве своем является многокомпонентным. В нем сочетаются различные молекулярные соединения с определенной

температурой кипения. Используя эталонные дериватограммы, по кривой дифференциального термического анализа ДСК, можно с большой долей вероятности определять состав изучаемых органических компонентов [Иванова, 1974]. А совмещение ДСК с кривой потери массы ТГ позволяло определять их количественное содержание в породе.

Изучение пиролиза органического вещества горючих сланцев показало, что при последовательном повышении температуры нагрева образцов высокоуглеродистых пород, на кривой ДСК появляется несколько экзотермических эффектов в области температур 200-600°С (рис. 3). Согласно ранее проведенным исследованиям [Korolev, 2019], подобные экзоэффекты в анализируемом интервале связаны с деполимеризацией макромолекул керогена. При этом образующиеся продукты распада (водород, углекислый газ, вода, легкие и тяжелые смолы и др.) последовательно выделяются в виде газов, обуславливая появление экзоэффектов на кривой ДСК. По аналогии с углеводородами (УВ) нефтяного ряда появление экзоэффекта при температуре 220-300°С можно интерпретировать, как кипение легких фракций УВ, появление экзоэффекта при температуре 300-420°С – как кипение средних фракций УВ, появление экзоэффекта при температуре 420-550°С – как кипение тяжелых фракций УВ. Общая потеря массы горючего сланца при выделении органического вещества составляет от 5 до 20%.

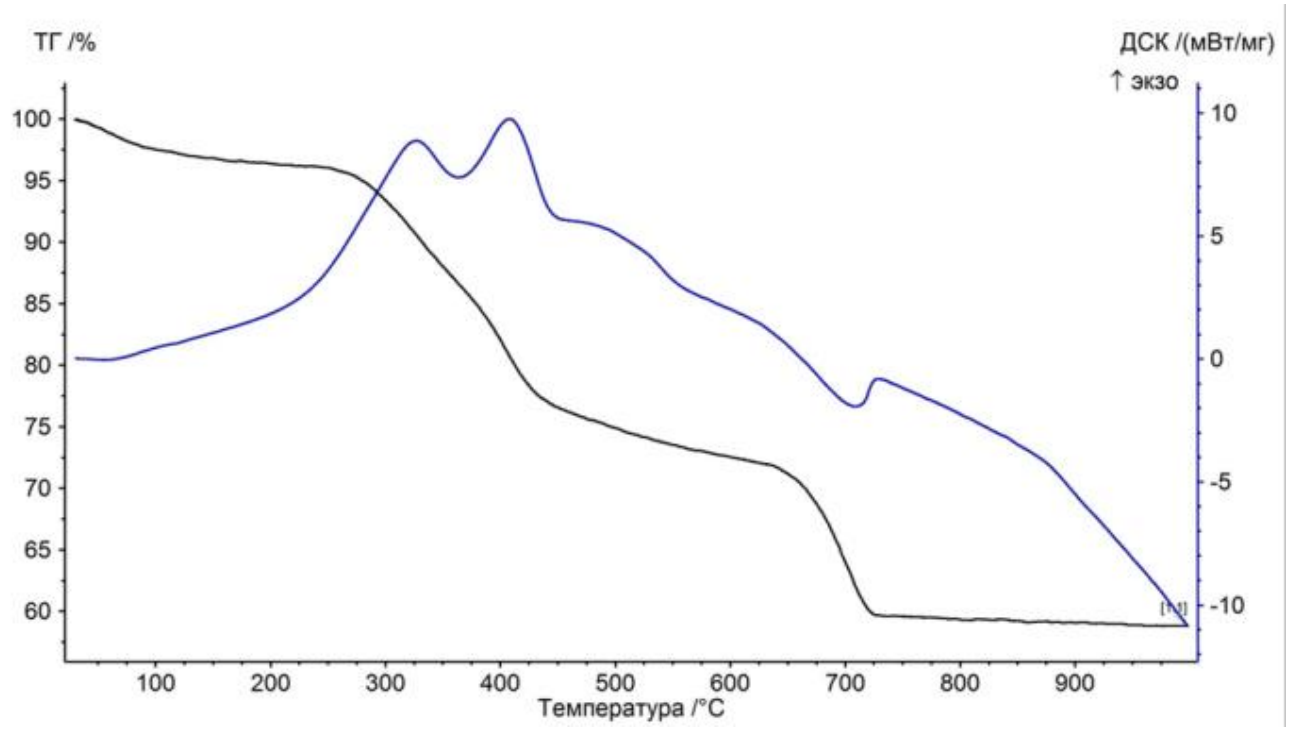


Рис. 3. Дериватограмма образца горючего сланца

Проведенные литолого-минералогические исследования показывают, что горючие сланцы формировались под влиянием многих факторов. Их минеральная основа была заложена особенностями литологического состава и геоморфологического строения прибрежной части Среднерусского палеоморя. Существовавшая в титонский век на территории Ульяновской области пологонаклонная равнина, примыкавшая к урезу морского палеобассейна, обеспечивала постоянный приток терригенного материала. Источником сноса являлись карбонатно-терригенные отложения среднепермского возраста, слагающие Уральскую сушу. Поэтому состав глинистых минералов волжских горючих сланцев аналогичен составу глинистых минералов пород уржумского яруса. Мягкий теплый гумидный климат способствовал развитию вдоль прибрежной полосы пышной растительности. Почвенный корнеобитаемый слой и заболоченность территории препятствовал интенсивному размыву уржумских пород. Поэтому с поверхностными дождевыми потоками в морской бассейн поступали преимущественно тонкодисперсный материал и растительный детрит. В морском бассейне привнесенные минералы и обломки горных пород дополнялась биогенными компонентами. Неглубокое теплое море нормальной солености, с обычным кислородным и газовым режимом вод, было благоприятно для развития морской фауны и флоры. Массовый расцвет планктонных водорослей (кокколитофорид), белемнитов, аммонитов, двустворчатых моллюсков и граптолитов определил высокую карбонатность сланценосной толщи. Высокая продуктивность фитопланктона и застойные условия, создававшиеся во впадинах Среднерусского палеоморя, способствовали установлению в погруженных частях морского бассейна аноксидных условий. Низкое содержание кислорода позволило сохранить органическое вещество от последующего разложения, а развитие придонных сообществ

цианобионтов обогатило формирующиеся породы пиритовыми агрегатами. Спокойные условия осадконакопления, отраженные в тонкой горизонтальной слоистости пород, создали предпосылки для медленной агрегации глинистых минералов. На стадии существования обводненного илистого осадка центрами агрегации выступали обломки минеральных зерен и органических остатков. Являясь твердым субстратом в коллоидном растворе, они собирали на своей поверхности глинистые частички, которые обволакивая их, формировали микроагрегаты наподобие «рубашки». При последующем уплотнение и обезвоживание илистого осадка глинистые микроагрегаты образовывали ламинарные микроструктуры. В этот период агрегирование глинистых пластинок и чешуек происходило в основном по типу базис-базис. В процессе коагулирования глинистых минералов и уплотнения ила одновременно шел процесс сорбции органического вещества на тонкодисперсных агрегатах. Таким образом, постепенно накапливались полиминеральные по составу горючие сланцы.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2022-299 в рамках программы создания и развития НЦМУ «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты».

Литература

Иванова В.П. Термический анализ минералов и горных пород./ Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розинова Е.Л.- Л.: Изд-во Недра, 1974. – 399 с.

Линовский Е. Ундровские сланцы (их значение и перспективы) – Ульяновск: Изд-во Ульяновского окружного бюро по изучению производительных сил и краеведению, 1930. – 50 с.

Осипов В.И. Микроструктура глинистых пород / Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А.– М.: Недра, 1989. – 211 с.

Самойлов А.Г. Рениеносность верхнеюрских горючих сланцев центральной части Волжского сланцевого бассейна / Самойлов А.Г., Енгалычев С.Ю., Зозырев Н. Ю., Шелепов Д. А., Илясов В. Н. // Металлогения. -2018.- № 75- С. 67-78.

Стрижакова, Ю.А. Современные направления пиролиза горючих сланцев / Ю.А. Стрижакова, Т.В. Усова // Химия твердого топлива.- 2009.- №4. - С. 8-13

Korolev, E.A. Perspective usage estimation of Volga region combustible shale as a power generating fuel alternative / Korolev, E., Barieva, R., Eskin A. // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. - 2018.- Vol. 155, Is. 1.

Korolev, E.A. Stages of thermal transformation of oil shales organic-mineral substance of the Middle Volga region during combustion / Korolev, E., Eskin, A., Korolev, A., Barieva, E. // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. - 2019. - Vol.282, Is.1.

Korolev, E.A. Geochemical conditions of exogenous minerals formation of the weathering zone in the upper jurassic depositions of the middle Volga region / Korolev, E.A., Kolchugin, A.N., Eskin A.A., Bakhtin, A.I., Barieva, E.R. // 19th International Multidisciplinary Scientific Geoconference, SGEM.- 2019.- Vol. 19, Is. 1.3.- P. 835-840.

Mitta V.V. Middle Jurassic stratigraphy in the southwestern part of the Republic Tatarstan / Mitta V.V., Kostyleva V.V., Glinskikh L.A., Shurygin B.N., Starodubtseva I.A. // Stratigraphy and Geological Correlation.- 2014.- T.22.- №1.- P. 28-43.

Zorina S.O. Stratigraphy of middle upper Jurassic deposits in the East Russian plate // Stratigraphy and Geological Correlation- 2007. -T.15- № 3- P. 32-41.

Zozyrev N.Yu. / The multifunctional potential of the oil shales of the Volga Basin./ Zozyrev N.Yu., Ilyasov V.N / Inovations in the anti-crisis economy. Geologiya nefti i gaza. - Moscow. 2011.- № 1- P 110–116.

Lithological and mineralogical features of the Volga oil shale sections near the Gorodishche village

Zakharova N.S [1], Eskin A.A.[1], Korolev A.E. [1], Zakharov D.S[1]

[1] Kazan Federal University, Russia, 420008, Kazan, Kremlevskaya, 4/5, zaharova.nadyuch@mail.ru

This paper considers the lithological and mineralogical features of the Volga oil shale sections near Gorodishche village. Optical-microscopy, SEM, X-ray and thermal studies of high-carbon rocks have shown their complex polymineral composition. Based on the data obtained, the main sources of mineral and organic matter input into the Central Russian paleobasin during the oil shale formation have been established. The conditions of the formation of high-carbon deposits in shale strata of the Tithonian Stage were modelled using sedimentation analysis and ratio of main components

Keywords: Tithonian stage, oil shale, shale composition and conditions of formation

УДК 551.311.231:553.08

Литогенез и алмазоносность древних осадочных коллекторов

Зинчук Н.Н.

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

По типоморфным особенностям алмазов из россыпей Сибирской платформы (СП) выделены алмазоносные субпровинции, области, районы и поля, для которых спрогнозированы коренные источники. Результаты комплексного исследования алмазов из разновозрастных россыпей СП позволяют утверждать о наличии для каждого из рассмотренных алмазоносных районов типоморфных особенностей минерала, что следует учитывать при прогнозно-поисковых работах на перспективных площадях.

Ключевые слова: алмазы, типоморфные особенности, прогнозирование и поиски

В алмазной геологии основным объектом исследований является сам алмаз – очень устойчивый в экзогенных условиях минерал, характеризующийся широким комплексом кристалло-морфологических особенностей, отражающих своеобразие термодинамических и геохимических условий его образования и рассматривающихся в качестве типоморфных признаков (Афанасьев, Зинчук,1987; Афанасьев и др.,1998,2009). Учёт последних при поисках алмазов позволяет проводить районирование исследуемых территорий и на этой основе исключать из опоискования те площади, на которых нахождение алмазоносных кимберлитов маловероятно, что показано нами на примере Сибирской платформы (СП). Алмазопоисковые работы на СП ведутся уже на протяжении более 60 лет, в результате чего здесь открыто более 1000 кимберлитовых тел (трубки, дайки, силлы и жилы) и установлено широкое развитие россыпной алмазоносности в разновозрастных коллекторах различных генетических типов. Кимберлитовые тела распределяются по площади платформы крайне неравномерно, группируясь в 25 кимберлитовых полях. При изучении типоморфных особенностей алмазов применялась их минералогическая классификация по комплексу взаимосвязанных признаков и свойств, предложенная Ю.Л.Орловым (Орлов, 1984) и в значительной степени основанная на физических свойствах алмазов. Согласно этой классификации, выделяется 11 генетических разновидностей алмазов с дополнительным разделением по габитусу и морфологическим типам, отражающим специфику условий их образования (формы роста, растворения и коррозии). Исследовались кристалломорфологические особенности алмазов (характер скульптур и двойники-сростки), прозрачность, окраска, пигментация, ожелезнение, фотолюминесцентные особенности, изотопный состав углерода, минералогия и химический состав твёрдых включений, сохранность, трещиноватость и механический износ кристаллов. *Центрально-Сибирская алмазоносная субпровинция* (ЦСАСП) занимает центральную часть СП, южнее Маакской излучины р. Оленёк (Зинчук и др.1997,2001; Харькив и др.,1991). Здесь проявлены продуктивная россыпная алмазоносность и высокоалмазоносный кимберлитовый магматизм среднепалеозойского возраста. В россыпях древнего возраста преобладают алмазы I типа первоисточника: (Малоботуобинский - МБАР, Далдыно-Алакитский - ДААР, Ыгыаттинский - ЫАР, Моркокинский - МАР, Средне-Мархинский - СМАР алмазоносные районы). Характерно наличие россыпей ближнего, среднего и дальнего сноса. Наиболее широкие масштабы россыпной алмазоносности установлены в МБАР и СМАР. В ДААР обнаружены россыпи алмазов ближнего сноса, непосредственно примыкающие к кимберлитовым трубкам. Округлые алмазы встречаются здесь только на его западном (бассейн р. Алакит) и восточном (бассейн р. Силегир) флангах. В СМАР найдены россыпи алмазов в позднетрисовых - нижнеюрских отложениях, часть из которых связана с известными трубками Накынского кимберлитового поля (НКП). Особенностями алмазов отдельных территорий субпровинции является различное соотношение кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов при низком (не более 10 %) содержании округлых алмазов уральского типа и кубоидов. Районирование разновозрастных россыпей МБАР с учетом возраста и местоположения свидетельствует об их полигенности и существовании смешанных ореолов. Значимых отличий алмазов из верхнепалеозойских и мезозойских отложений в пределах одного и того же участка не установлено (россыпи *Солур* и *Восточная*). В целом морфологический спектр алмазов из россыпей МБАР близок между собой, но несколько отличается от этих минералов из известных кимберлитовых трубок (Grachanov et. al.,2005; Serov et. al.2001). Суммарное содержание кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов в большинстве россыпей на 10 % ниже, чем в кимберлитовых трубках I-II группы (Мир, Интернациональная, Дачная, имени XIII съезда КПСС, Спутник) и одновременно несколько выше количество ламинарных ромбододекаэдров. В ряде россыпей (участки Заря, Искра, Тымтайдахский, Дачный-1, Глубокий и Восточный) установлено присутствие (0,5-1,0 %) так называемых алмазов IIв разновидности удачнинского типа, представленных равномерно окрашенными в желтый цвет октаэдрами с занозистой штриховкой и блоковой скульптурой без

площадок {100}, ярко-желтой фотолюминесценцией и с азотным центром N+V, для которых установлен легкий ($\delta^{13}C$ = -14,7 ‰) изотопный состав углерода, а рентгеноспектральным анализом диагностирован эклогитовый состав включений (Василенко и др.,2000). Такого рода алмазы не установлены в трубках Мир, Интернациональная и других МБАР. Содержание алмазов с оболочкой IV разновидности колеблется в пределах 0,4-1,7 %, поликристаллических агрегатов VIII разновидности – 0,7-3,1 %, а бесцветных кубооктаэдров, куборомбододекаэдров и тетрагексаэдров I разновидности – 1,3-2,0 % от общего количества кристаллов. В алмазах некоторых россыпей (в частности, участка Восточный), присутствует, в отличие от коренных месторождений, так называемая леденцовая скульптура и отсутствует мелкий класс, являющийся необходимым атрибутом россыпей ближнего сноса (Егоров и др.,2003).По этому участку также установлено повышенное содержание включений сульфидных минералов (пирит в форме кубооктаэдров по трещинам), возможно, эпигенетического происхождения. Во многих россыпях (участки Тымтайдахский, Дачный, Искра и др.), по результатам исследований отмечается высокое содержание низкоазотных и безазотных кристаллов, практически отсутствующих в трубках Мир и Интернациональная. Количество алмазов с пониженным содержанием азота составляет в общей сложности до 30 % всех кристаллов. Отличие этих алмазов заключается в том, что, во-первых, количество таких индивидов в россыпях значительно больше, чем в трубках Таежная и Амакинская (не более 10 %); во-вторых, среднее содержание азота в них ниже (1-2 х 10^{19} $см^{-3}$), чем в кристаллах трубки Таежная (4-5 х 10^{19} $см^{-3}$) и, в-третьих, эти алмазы в россыпях представлены в основном октаэдрами, в то время как в трубке Таежная основная их масса – ромбододекаэдры (Котельников,Зинчук,1996; Савко и др.,1999). Общей особенностью кристаллов с пониженным содержанием азота является зеленая, реже желто-зеленая фотолюминесценция. На этапе среднемасштабного районирования нами все проявления и россыпи алмазов сгруппированы в три россыпных поля (Ирелях-Маччобинское, с разделением на Центральный и Юго-Западный ореолы, Чуоналыр-Курунг-Юряхское, с разделением на Северо-Западный и Лапчанский ореолы, и Бахчинское). Первое поле охватывает россыпные проявления и россыпи алмазов нижнеюрских отложений, а остальные – верхнепалеозойских, включая только одну мезозойскую россыпь участка Солурский. Большинство алмазов из данных россыпей относятся к *Ирелях-Маччобинскому россыпному полю*. По типоморфным особенностям алмазов они достаточно гетерогенны, несмотря на преобладание кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов. Содержание кристаллов октаэдрического габитуса колеблется в значительных пределах - от 22,2 % (участок *Нижне-Юлегирский*) до 64,3 % (участки *Лосиха* и *Безрудность ВГ*). Доля ламинарных кристаллов ромбододекаэдрического габитуса для большинства участков (10,5-22,2 %) почти в два раза выше, чем в трубках Мир и Интернациональная (Харькив и др.,1991; Хитров и др., 1987). Аналогичным образом наблюдаются заметные (7,1-35,7 %) колебания в содержании двойников и сростков, фотолюминесцентных особенностях, причем по большинству участков количество кристаллов с сине-голубой фотолюминесценцией (13,6-42,8 %) заметно выше по сравнению с этими диатремами. Также наблюдаются резкие (18,8-63,1 %) колебания в содержании целых камней, что может свидетельствовать о своеобразии литолого-фациальных условий формирования этих россыпей. Все это дает возможность выделить в пределах Ирелях-Маччобинского россыпного поля центральную ассоциацию алмазов. Наиболее контрастным ореолом в пределах *Центрального россыпного поля* характеризуется участок *Тымтайдахский* с пониженным содержанием кристаллов октаэдрического и повышенным – переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому (35,4 %) и ромбододекаэдрического (11,2 %) габитусов. Здесь отмечено присутствие (3,2 %) желтых ромбододекаэдров II разновидности, высокое (27,4 %) количество двойников и сростков с преобладанием незакономерных сростков, повышенные (25,8 %) концентрации окрашенных камней и кристаллов с зеленой, желтой и оранжевой (в сумме 45,2 %) фотолюминесценцией, преобладающих над индивидами с розово-сиреневым свечением. Характерна также невысокая степень сохранности (целостности) кристаллов при очень низкой (6,5 %) роли камней с механическим износом «выкрашивания» и пониженной содержания примесного азота в форме А-центра. Аномальный характер комплекса минералогических и физических особенностей алмазов россыпи участка Тымтайдахский (Vasilenko et. al.,2002; Kotelnikov, Zinchuk, 2001). В целом для алмазов Юго-Западного ореола Ирелях-Маччобинского россыпного поля характерна значительная дифференциация типоморфных особенностей алмазов отдельных участков. При этом *участок Куранахский* отличается от трубки Интернациональная низким содержанием кристаллов октаэдрического и высоким (32,1 %) – индивидов переходного от октаэдрического габитусов I разновидности, при повышенном (1,4 %) содержании алмазов с оболочкой IV разновидности. Еще более контрастными по типоморфным особенностям алмазов являются два ореола рассеяния алмазов в пределах верховья р. Улахан-Еленг и в бассейне р. Чуоналыр-Южный. Для первого характерно преобладание кристаллов октаэдрического (54,7 %) и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов, причем для них, в отличие от трубок Мир и Интернациональная, характерно резкое преобладание индивидов со сноповидной (48,5 %) штриховкой над кристаллами с полицентрически растущими гранями (25,8 %), при фактическом отсутствии (1,9 %) алмазов с занозистой штриховкой. Другими их типоморфными

особенностями являются сравнительно высокое (17,5 %) содержание двойников и сростков и очень низкое (4,1 %) количество окрашенных камней, а также индивидов с твердыми включениями (10,3 %). Среди алмазов более половины составляют кристаллы с пониженным содержанием примесного азота в форме А-центра, а также индивиды с однородным распределением центров розово-сиреневой фотолюминесценции, не характерных для трубок Мир и Интернациональная (Харькив и др.,1991). Все это позволяет утверждать, что алмазы участка *Улахан-Еленгский* характеризуются типоморфными особенностями, близкими для кристаллов богатого типа первоисточника наиболее продуктивной фазы кимберлитового магматизма МБАР. В то же время, по ряду типоморфных особенностей (отсутствие алмазов с занозистой штриховкой, высокое содержание двойников и сростков, небольшое количество окрашенных камней, а также кристаллов с включениями), эти алмазы заметно отличаются от таковых из основных коренных месторождений района. Это может свидетельствовать о нахождении здесь высокоалмазоносного коренного источника, что также подтверждается особенностями распределения кристаллов по гранулометрии, характерной для россыпей ближнего сноса. Аномальный для МБАР комплекс типоморфных особенностей характерен также, по предварительным данным, для алмазов бассейна р. Чуоналыр (Южный), для которых установлено высокое (5 %) содержание кристаллов с оболочкой IV разновидности и поликристаллических агрегатов (5,0 %) VIII разновидности. Такого рода индивиды повышенной хрупкости могут сохраняться только в россыпях ближнего сноса. С алмазами участка Улахан-Еленгский изученные кристаллы сближает однородное распределение центров розово-сиреневого свечения и высокое содержание кристаллов с пониженной концентрацией примесного азота в форме А-центра. Коренным источником алмазов, поступающих в россыпи ручьев Улахан-Еленг и Чуоналыр (Южный), могут быть неизвестные кимберлитовые тела, расположенные на водоразделе этих водотоков (Котельников, Зинчук., 1996) Для алмазов отдельных участков *Чуоналыр-Курунг-Юряхского россыпного поля* также отмечается значительная дифференциация типоморфных особенностей этого минерала, несмотря на то, что для них в целом характерно преобладание кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов. По сравнению с Ирелях-Маччобинским россыпным полем, оно характеризуется пониженным (не более 14,3 %) содержанием ламинарных ромбододекаэдров, при полном отсутствии типичных округлых алмазов, небольшом (8,1-14,3 %) количестве кристаллов с сине-голубой фотолюминесценцией, повышенной (21,6-28,6 %) роли индивидов с желто-зеленым свечением и сравнительно высоком (35,1-43,2 %) числе целых камней. Исходя из типоморфных особенностей, алмазы Чуоналыр-Курунг-Юряхского россыпного поля можно объединить в северо-западную ассоциацию. Следует также отметить повышенное (до 10 %) содержание алмазов с эклогитовой ассоциацией твердых включений по участку Солурский, практически отсутствующих в трубках Мир и Интернациональная. Алмазы этого участка характеризуются аномально высоким количеством кристаллов с эпигенетическими сульфидными включениями, возникающими при гидротермальной минерализации древнего вторичного коллектора, находящегося на площадях, прилегающих к зоне Буордахского разлома. Типоморфные особенности алмазов из верхнекаменноугольных и мезозойских отложений участка Солурский очень близки, что свидетельствует об их сложной экзогенной истории. На это также указывает высокий средний вес кристаллов (17,7-19,3 мг), при отсутствии мелких камней класса -1+0,5 мм, причем последние в основном представлены осколками. Вместе с тем для алмазов характерно высокое (40 %) содержание камней с механическим износом «выкрашивания», что может свидетельствовать о нахождении их коренных источников на значительном удалении при существовании сноса с запада. Для алмазов *Бахчинского поля* характерно резкое преобладание кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов при низком (не более 7,7 %) содержании ламинарных ромбододекаэдров, двойников и сростков, окрашенных камней и сравнительно небольшом (не более 23,1 %) количестве кристаллов с сине-голубой фотолюминесценцией, а также превалирование слаботрещиноватых камней. Среднемасштабное районирование МБАР позволило оконтурить ореол с юга по водоразделам рек Малая Ботуобия и Мурбай, с востока – рек Малая Ботуобия и Вилюйчан, с запада – по р. Большая Ботуобия, с северо-запада и севера – по р. Вилюй. Площади за пределами указанного контура района характеризуются преобладанием округлых алмазов уральского (бразильского) типа, характерных для Южно-Тунгусской области. В пределах МБАР в отдельных россыпях установлена близость типоморфных особенностей алмазов из отложений верхнепалеозойского и мезозойского возрастов, что свидетельствует о формировании последних за счет размыва более древнего коллектора или коренного источника среднепалеозойского возраста. Миграционная способность алмазов из россыпей, сформированных за счет размыва кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста и древних вторичных коллекторов, обычно находится в пределах алмазоносного района.

Результаты исследования типоморфных особенностей алмазов из наиболее хорошо изученных кимберлитовых тел свидетельствуют о неоднородностях в строении верхней мантии даже в пределах ЦСАСП, особенно в отношении распределения достаточно редких окрашенных разновидностей кристаллов (II, III и IV), предположительно, эклогитового генезиса, связанных с глубинными алмазоносными ксенолитами различного состава. Эти разновидности алмазов являются редкими и

акцессорными в кимберлитовых телах, однако их находки в россыпях даже в единичном количестве могут служить основанием для локализации территории поиска коренных источников. Проведенный анализ типоморфных особенностей алмазов свидетельствует о высокой перспективности россыпных проявлений ЦСАСП на обнаружение новых высокопродуктивных кимберлитовых трубок.

Литература

Афанасьев, В.П. Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы / В.П.Афанасьев, Н.Н.Зинчук // Геология и геофизика. 1987. №-1. С.90-96.

Афанасьев, В.П. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками / В.П.Афанасьев, Н.Н.Зинчук, А.М.Логвинова // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. №-2. С.1-13.

Афанасьев, В.П. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы / В.П.Афанасьев, Н.Н.Зинчук, В.И.Коптиль // Доклады Академии наук. 1998. Т.361. №-3.С.366-369.

Василенко, В.Б. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) / В.Б.Василенко, Н.Н. Зинчук, Л.Г.Кузнецова // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2000. №-3.(9). С.37-55.

Егоров, К.Н. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы / К.Н.Егоров, Н.Н.Зинчук, С.Г.Мишенин и др.// Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы по итогам региональной научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК «АЛРОСА» и научно-методическое обеспечение их решений», посвященной 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Мирный: МГТ. 2003. С.50-84.

Зинчук, Н.Н. Особенности минерагении алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы) / Н.Н.Зинчук, Е.И.Борис, Ю.Б.Яныгин.- М.: МГТ. 2004. 172 с.

Зинчук, Н.Н. Стратегия ведения и результаты алмазопоисковых работ / Н.Н.Зинчук, В.М.Зуев, В.И. Коптиль, С.Д.Черный // Горный вестник. 1997. №-3. С.53-57.

Котельников, Д.Д. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов / Д.Д.Котельников, Н.Н.Зинчук // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка.1996 №-1.С.53-61.

Орлов, Ю.Л. Минералогия алмаза /Ю.Л.Орлов . 2-е изд. - М.: Наука. 1984. 264 с.

Савко, А.Д. Эпохи мощного корообразования в истории Земли А.Д.Савко, Л.Т.Шевырев, Н.Н. Зинчук.-Воронеж: ВГУ. 1999. 102 с.

Харькив, А.Д. Петрохимия кимберлитов / А.Д.Харькив, В.В.Зуенко, Н.Н.Зинчук и др..-М. Недра. 1991. 304 с.

Хитров, В.Г. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава / В.Г.Хитров, Н.Н.Зинчук, Д.Д.Котельников // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. №-5. С.1228-1233.

Grachanov, S.A. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Sibirian platform / S.A.Grachanov, N.N.Zinchuk, N.V.Sobolev // Doklady Eart Sciences. 2015. T.465. №-2. pp.1297-1301.

Kotelnikov, D.D. Comparative analysis of clay Mineral evolution under the Conditions of humid and arid Lithogenesis / D.D.Kotelnikov, N.N.Zinchuk // Russian Geology and Geophysics. 2008. N.-10. pp.121-144.

Serov, I.V. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Sibirian Platform / I.V.Serov, V.K.Garanin, N.N.Zinchuk, A.Ya. Rotman // Petrology. 2001. T.9. №-6. pp.576-588.

Vasilenko, V.B. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry / V.B. Vasilenko,L.G.Kuznetsova, N.I.Volkova, N.N.Zinchuk, V.O.Krasavchikov // Jornal of Geochecal Exploration. 2002. T.76. №-2. pp. 93-112.

Lithonesis and Diamond possility of ancient sedimentary collectors

Zinchuk N.N., Zinchuk M.N.

West-Yakutian Scientific Centre of RS (Y) AS, Mirny,Tichonova,5, str.1,nnzinchuk@rambker.ru

According to the typomorphic features of diamonds from placers of the Siberian Platform (SP), diamondiferous subprovinces, regions, areas and fields have been identified, for which indigenous sources have been predicted. The results of a comprehensive study of diamonds from different-age placers of the SP allow us to assert the presence of typomorphic features of the mineral for each of the considered diamondiferous areas, which should be taken into account during predictive and prospecting work in promising areas.

Keywords: diamonds typomorfic biculiarities, forecasting and searching

УДК 550.812.1:553.81

Гипергенез и алмазная минерагения

Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) АН РС (Я), Россия, г.Мирный, Тихонова, 5, стр.1, nnzinchuk@rambler.ru

Комплексно исследованы позднедевонские коры выветривания на терригенно-карбонатных породах, образованиях трапповой (долериты, туфы, туфогенные выделения) и кимберлитовой формаций, а также рассмотрено распределение их материала в верхнепалеозойских осадочных толщах алмазоносных районов Сибирской платформы и их алмазная минерагения.

Ключевые слова: коры выветривания, продукты переотложения.

На древних платформах мира широким развитием пользуются коры выветривания (КВ) на различных породах (Зинчук,1991, 2022; Котельников,Зинчук,1996, 1997, 2003), а также отложения, обогащенные продуктами их размыва и переотложения в различных фациальных обстановках. Наиболее детально КВ в алмазоносных регионах изучены в Малоботуобинском районе (МБАР) Сибирской платформы (СП), в котором благоприятные палеогеографические условия для формирования выветрелых толщ существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное время. Поскольку на рассматриваемой территории в конце девона произошло сокращение морского бассейна (Афанасьев, Зинчук,1987; Афанасьев и др.,1998,2009), то на северо-западе и северо-востоке Тунгусской верхнепалеозойской синеклизы (ТВС) сформировались прибрежные низменные равнины. 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 древних КВ. В пределах МБАР СП древние КВ развиты на различных породах: терригенно-карбонатных нижнего палеозоя, долеритах, туфах, туфобрекчиях трубчатых тел и кимберлитах. В структурном плане древние КВ приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям (Василенко и др.,2000; Зинчук, Афанасьев,1998), в пределах которых в период формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин. В отдельных разрезах установлены верхние горизонты КВ, свидетельствующие о формировании в них полных профилей. В процессе выветривания разрушенный материал субстрата сносился в пониженные участки центральной части прогиба. Возможно, на небольших поднятиях в прогибе КВ могла достигать значительной мощности. В Далдыно-Алакитском алмазоносном районе (ДААР) также устанавливается приуроченность КВ к палеоподнятиям и их склонам (Зинчук и др.,1987,1997). Поля развития площадных остаточных КВ на терригенно-карбонатных породах ордовика и силура тяготеют к Чукук-Мархинскому и Верхне-Алакитскому поднятиям и их склонам, на которых установлены фрагменты более мощных (до 15 м) и широких по площади элювиальных толщ. В позднедевонское-раннекаменноугольное время на большей части территории Непско-Ботуобинской и Анабарской антеклиз и их склонов, а также почти на всей площади МБАР и ДААР выветриванию подвергались повсеместно обнажавшиеся *терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя.* Пелитоморфные продукты выветривания этих пород представлены диоктаэдрическими минералами. На самой ранней стадии выветривания - это первичные минералы (гидрослюды и монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование - МГСО), а на более поздних стадиях и вторичные минералы (типа каолинита). Особенностью глинистой составляющей КВ терригенно-карбонатных пород, независимо от времени их формирования, следует считать повсеместное присутствие в её составе диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$ с Al и Fe^{3+} в октаэдрических позициях (Мацюк, Зинчук,2001; Савко и др.,1997). Характерным минералом в продуктах выветривания этих пород является также МГСО с различной тенденцией к упорядоченности. Учитывая общие черты в вещественном составе продуктов выветривания *пород трапповой формации (туфов, туфогенных образований и долеритов)*, целесообразно рассматривать их минералого-геохимические особенности совместно, акцентируя внимание не только на отличительных чертах состава, характеристике первичных минералов, но и на некоторых аспектах строения и кристаллической структуры, что подчеркивает главнейшие типоморфные признаки элювиальных продуктов. Характерными минералами легкой фракции выветрелых пород трапповой формации являются в различной степени измененные плагиоклазы (от андезина до битовнита) и гейландит. Вверх по

разрезам в породах обычно увеличивается содержание олигоклаза, что связано с меньшей устойчивостью средних и основных плагиоклазов. В слабо измененных зернах плагиоклазов часто наблюдаются полисинтетические двойники. Гейландит в породе представлен мелкими угловатыми пластинчатыми обломками неправильной формы. Довольно характерными для КВ туфов и туфогенных пород можно считать также выделения аллофана. Типоморфным минералом тяжелой фракции пород трапповой формации является ильменит (Хитров и др.,1987; Grachanov et.al.,2015). В КВ долеритов обычно доминируют толстотаблитчатые и пластинчатые кристаллы минерала с хорошо развитыми гранями и угловатые обломки с реликтами огранки. В КВ туфов и туфогенных пород зерна ильменита преимущественно неправильной формы со сглаженными краями, реже – остроугольные обломки. Характерна для выветрелых пород трапповой формации значительная концентрация амфиболов, моноклинных пироксенов, эпидота, клиноцоизита, цоизита, турмалина, циркона, дистена и вулканического стекла. Среди тяжелых аутигенных минералов доминируют разнообразные выделения гидроксидов железа, что придает им буроватую окраску. Для глинистых минералов из слабо измененных долеритов характерен Mg-Fe^{3+}-монтмориллонит, ассоциирующий с вермикулитом. Обе фазы являются сегрегированными друг от друга и в структурном отношении представляют механическую смесь. Данное смешанослойное образование характеризуется беспорядочным наложением слоев в структуре и пониженными значениями параметра *b* (0.894-0,896 нм) элементарной ячейки. Происходящее значительное перераспределение Si и вынос его избытка и железа из структуры первичных минералов обусловливает первоначальное развитие каолинита в средних частях наиболее измененных профилей, а в отдельных трубочных телах туфогенных пород (Ан-49) и гиббсита. Для установления закономерностей преобразования *кимберлитов* и определения типоморфных особенностей продуктов их выветривания проведено комплексное исследования профилей выветривания СП и Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Для легких фракций образований КВ кимберлитовых пород характерно постоянное присутствие бледно-оливковых и желтовато-зеленых чешуек флогопита и продуктов его изменения (хлорита и вермикулита), обломков серпентина, а также глинисто-карбонатных агрегатов, состоящих преимущественно из смеси глинистых минералов, кальцита и доломита. В сильно химически переработанных продуктах выветривания кимберлитов увеличивается количество пиропа, корродированного по кубоидному типу (Мацюк, Зинчук, 2001). Нередки в КВ кимберлитов зерна пиропа с белесой рубашкой, столь характерной для древних россыпей района. Как для плотных, так и для выветрелых кимберлитов характерны пиропы с келифитовой каймой. В зависимости от степени выветрелости кимберлитов, отмечены различные следы изменения оливина (вплоть до полной его серпентинизации), пироксенов, хромшпинелидов и пикроильменита. В глинистой составляющей продуктов выветривания кимберлитов, кроме содержащихся в легкой фракции серпентина, хлорита и вермикулита, присутствует также монтмориллонит, МГСО и гидрослюда. Судя по значению *b*=0,893 нм, в октаэдрических сетках структуры разбухающих минералов содержатся в основном Fe^{3+} и Al. В нижних и средних частях КВ кимберлитов эта смешанослойная фаза характеризуется тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. К верхам профилей в ней появляются явные элементы разупорядочения структуры, в лабильных промежутках (как и в монтмориллоните), преобладают Mg и Ca. Во фракции мельче 0,001 мм слабо измененных кимберлитов (преимущественно зона дезинтеграции) серпентин представлен пластинчатой разновидностью, структура которой состоит из слоев типов А и В. Сохраняется минерал вплоть до самых верхов профилей выветривания, где характеризуется только политипом А. При этом для частиц новообразованного политипа (А) вначале характерна округлая глобулярная форма (размер глобул до 0,5 мкм). Глобулы сочленяются в вытянутые червеподобные сростки длиной в несколько микрометров. Вверх по разрезу увеличиваются размеры частиц новообразованного серпентина и его сростков. Свойственный слюде в кимберлите политип 1М обусловливает сравнительно более быстрое накопление в продуктах диоктаэдризации Al, чем выветривание слюды $2M_1$ в терригенно-карбонатных породах (Serov et.al.,2001).

Продолжительность периодов корообразования, протекающих при теплом влажном климате и относительно хорошем дренаже территории, существенно влияет на мощность элювиальных толщ и на количество алмазов, высвобождающихся из этих толщ при их образовании, либо непосредственно на кимберлитах, либо в продуктах их ближнего переотложения во вторичных коллекторах. Оценивая с этих позиций изложенные выше данные о древних КВ основных алмазоносных районах СП как в целом, так и в наиболее богатых алмазами МБАР и ДААР, отметим, что в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время здесь существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования. Об этом свидетельствуют, в первую очередь, сохранившиеся от размыва мощные КВ с высокозрелыми верхними горизонтами. Непосредственно в КВ россыпи алмазов формируются только над кимберлитовыми трубками, что приводит к ограниченным их размерам {Зинчук.1997). На других породах россыпи не образуются, за исключением случаев, когда субстратом являются вторичные коллекторы алмазов (например, верхнепалеозойские отложения). Поэтому важное значение имеет установление условий размыва и переотложения продуктов КВ при накоплении верхнепалеозойских отложений. Следует отметить ситуацию, если формирование этих отложений (и в первую очередь их

грубообломочных горизонтов) происходило в условиях накопления делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озерных фаций (т.е. за счет преимущественно ближнего сноса местного материала), то тогда вблизи кимберлитовых тел формировались россыпи алмазов. При обильном привносе чуждого региону терригенного материала и развитие аллювиальных фаций происходили при размыве КВ на кимберлитах и приводили к выносу обогащенных алмазами продуктов за пределы локальных участков и сильному разубоживанию их за счет «транзитного» неалмазоносного аллювия. В таких условиях образование алмазных россыпей становилось практически невозможным. Переотложение продуктов выветривания вблизи областей денудации и накопление их в основном в пресноводных континентальных водоёмах, а также небольшая мощность сформировавшихся осадочных толщ и незначительные погружения их определили, в частности, слабое гидрохимическое воздействие среды на аллотигенные минералы, а также отсутствие наложенных на них процессов катагенетического преобразования. Эти условия привели к тому, что глинистые минералы верхнепалеозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов СП, связанные с процессами переотложения различных продуктов выветривания, определенным образом наследуют структурные и кристаллохимические особенности минералов из элювиальных толщ. Это позволяет использовать типоморфные признаки однотипных минералов легкой, тяжелой и глинистой фракций, а также геохимические особенности выветрелых пород для идентификации в осадочных толщах продуктов, поступивших из источников сноса связанных с гипергенными изменениями пород различного химического и минералогического состава.

На протяжении *позднего палеозоя* в МБАР (северо-восточный борт ТВС) унаследованное и некомпенсированное опускание отдельных участков территории привело к образованию ряда конседиментационных депрессий: Ахтарандинской на западе, Улахан-Ботуобинской, охватывающей нижнее течение р. Б.Ботуобии, и Кюеляхской – в верховье р.Кюелях. Между этими депрессиями располагаются участки, испытавшие относительно замедленное опускание территории. Так, на западе района установлено Чернышевское поднятие, а в районе Улу-Тогинской петли р.Вилюй – Улу-Тогинское, совпадающее с осевой линией Улу-Тогинского поднятия. Все это обусловило образование в пределах поднятий и их склонов осадков, обогащенных местным, а в депрессиях – преимущественно чуждым району материалом. Хотя в районе пока не обнаружены кимберлитовые трубки, перекрытые верхнепалеозойскими отложениями, однако находки в базальных горизонтах этих поднятий заметных концентраций алмазов и других индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) со специфическими свойствами позволяют предполагать присутствие на этой территории еще неоткрытых коренных источников. В позднедевонское-раннекаменноугольное время неоткрытые пока кимберлитовые диатремы подвергались эрозии и высвободившийся вследствие выветривания кимберлитовый материал формировал россыпи различных генетических типов. Главнейшими образованиями верхнего палеозоя МБАР, в формировании которых значительную роль сыграли позднедевонские-раннекаменноугольные КВ, являлись породы лапчанской (P_1l), ботуобинской (P_1bt) и боруллойской (P_2br) свит. Преобладание в базальных горизонтах *лапчанской свиты* крупнообломочного материала из местных источников сноса (известняки, известковистые песчаники, доломиты и др.), полевошпатово-кварцевый (нередко до кварцевого) состав минералов легкой фракции, обедненный комплекс минералов тяжелой фракции (с доминированием их аутигенных разностей) указывают на преобладание в составе пород лапчанской свиты материала переотложенной КВ на терригенно-карбонатных породах. В разрезах лапчанской свиты, непосредственно залегающих на КВ терригенно-карбонатных пород, в нижних горизонтах отмечены (Зинчук и др.,1987) максимальные концентрации каолинита и диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$. Однако отмечены случаи, когда в пробах из нижних базальных горизонтов этих толщ указанная гидрослюда отсутствует вообще, подчеркивая неравномерность распределения выветрелого материала данного типа. Для пелитовой составляющей лапчанской свиты свойственна также повышенная концентрация Mg-Fe-хлорита, по структурно-морфологическим особенностям близкого к установленному в КВ терригенно-карбонатных пород. Это, как содержание и состав грубообломочного материала, а также минеральные парагенезисы легкой, тяжелой и глинистой фракций, позволяет утверждать, что в период формирования осадков лапчанской свиты в них преобладали продукты переотложения КВ терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя и кластических образований среднего палеозоя. Значительно меньшую роль играли в этом процессе выветрелые продукты основного и ультраосновного состава. В грубообломочном комплексе образований *ботуобинской свиты* отмечено повышенное (до 60%) содержание гальки кварцитов. Как и для лапчанской свиты, в базальных горизонтах ботуобинской свиты не отмечены четкие закономерности распределения главнейших минералов легкой, тяжелой и глинистой фракции, что указывает на неравномерное распределение здесь материала древних КВ. Основные породообразующие минералы ботуобинской свиты – кварц и полевые шпаты. Весьма типичны здесь минералы группы эпидота, среди которых, в отличие от лапчанской свиты, преобладает эпидот. Отдельные прослои обогащены чешуйчатыми выделениями биотита, лепидомелана, мусковита и хлорита. Для тяжелой фракции характерно присутствие в различной степени окатанных зерен циркона, турмалина и апатита. В отличие от лапчанской свиты, в нижних горизонтах ботуобинской увеличивается

концентрация монтмориллонита, неупорядоченных МГСО и вермикулит-монтмориллонитовых смешанослойных образований (ВМСО), что свидетельствует о возрастании в этих горизонтах роли продуктов выветривания пород основного и ультраосновного составов и уменьшении роли продуктов выветривания терригенно-карбонатных пород. На это указывает также сравнительно меньшие концентрации диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$ и каолинита с относительно упорядоченной структурой. Нередко отмечается достаточно высокая концентрация каолинита по всему разрезу свиты, что связано с поступлением его из верхних горизонтов КВ на породах трапповой формации. В грубообломочном материале *боруллойской свиты* увеличивается содержание обломков кварца. Основной отличие пород этой свиты от нижележащих каменноугольно-пермских отложений сводится к присутствию слюдистых минералов (биотита, мусковита и лепидомелана).

Литература

Афанасьев, В.П. Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы / В.П.Афанасьев, Н.Н.Зинчук // Геология и геофизика. 1987. №-1. С.90-96.

Афанасьев, В.П. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками / В.П.Афанасьев, Н.Н.Зинчук, А.Н.Логвинова // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. №-2. С.1-13.

Афанасьев, В.П. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы / В.П.Афанасьев, Н.Н.Зинчук, В.И.Коптиль // Доклады Академии наук. 1998.Т.361. №-3.С.366-369.

Василенко, В.Б. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) / В.Б.Василенко, Н.Н.Зинчук // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2000. №-3. С.37-55.

Зинчук, Н.Н. Генетические типы и основные закономерности формирования алмазоносных россыпей / Н.Н.Зинчук, В.П.Афанасьев // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1998. №-2. С.66-71.

Зинчук, Н.Н. Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ / Н.Н.Зинчук // Руды и металлы. 2022. №-2. С.100-120.

Зинчук, Н.Н. Особенности состава и распределения слюдистых образований в кимберлитовых породах Якутии / Н.Н.Зинчук // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1991. №-7. С.58-66.

Зинчук, Н.Н. Стратегия ведения и результаты алмазопоисковых работ / Н.Н. Зинчук, В.М.Зуев, В.И. Коптиль, С.Д.Чёрный // Горный вестник. 1997. №-3. С.53-57.

Зинчук, Н.Н.. Апокимберлитовые породы / Н.Н.Зинчук, Ю.М.Мельник, В.П.Серенко // Геология и геофизика. 1987. №-10. С.66-72.

Котельников, Д..Д. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов / Д.Д.Котельников, Н.Н.Зинчук // Известия высших учебных заведений.Геология и разведка.1996.№-1. С.53-61.

Котельников, Д.Д. Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратисферу / Д.Д.Котельников, Н.Н.Зинчук // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. 2003. №-2. С.57-68.

Котельников, Д.Д. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций / Д.Д.Котельников, Н.Н.Зинчук // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997.№-2.С.53-63.

Мацюк, С.С. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии /С.С.Мацюк, Н.Н.Зинчук.-М.: Недра. 2001. 428 с.

Савко, А.Д. Эпохи мощного корообразования в истории Земли / А.Д.Савко, Л.Т.Шевырев, Н.Н.Зинчук.-Воронеж: ВГУ. 1999. 102 с.

Хитров, В.Г. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава / В.Г.Хитров, Н.Н.Зинчук, Д.Д.Котельников // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. №-5. С.1228-1233.

Grachanov, S.A. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Sibirian platform / S.A.Grachanov, N.N.Zinchuk,N.V.Sobolev N.V. // Doklady Eart Sciences. 2015. T.465. №-2.pp.1297-1301.

Serov, I.V. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Sibirian Platform / I.V.Serov,V.K.Garanin, N,N.Zinchuk, A.Ya.Rotman // Petrology. 2001. T.9. №-6. pp.576-588.

Hypergenesis and diamond minegeny

Zinchuk N.N., Zinchuk M.N.

West-Yakutian Scientific Centre of RS (Y) AS, Mirny, Tichonova,5, str.1, nnzinchuk@rambker.ru

The late Devonian crust have been comprehensively studied weathering on terrigenous –

carbonate rocks formations of Trappova (doulerites luft deposits) and kimberlite formations, as well as the distribution of their material in the Upper Palepzoic Sedimentary strata of diamond-bearig regions of the Siberian Platform and their diamond minerageny.

Keywords: weathering crusts, products redeposition

УДК 551.351.2
Особенности локализации титан-циркониевых минералов Обильненского рудного поля (Калмыкия)

Золотарева Г.С.[1], Никитин А.В.[2], Горбунов Н.С.[3]

1 – Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, akcessoriy@mail.ru

2 – Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, nikav_1960@mail.ru

3 – Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, Nik.gorbunov111999@yandex.ru

В работе рассматривается особенности локализации титан-циркониевых минералов Обильненского рудного поля приуроченного к ергенинской свите раннего неогена. Подчеркнута резкая латеральная изменчивость продуктивного горизонта связанной с активной неотектонической обстановкой в процессе формирования титан-циркониевой минерализации. Это существенным образом отличает их от спокойных внутриплитных обстановок характерных для стабильных платформенных областей.

Ключевые слова: ергенинская свита, Ti-Zr россыпи.

В пределах огромной территории распространения ергенинской свиты выделяется несколько относительно локализованных участков, характеризующихся повышенными содержаниями Ti-Zr минералов. Их изученность еще не достаточна для однозначного заключения об их перспективах. Это касается и Садово-Обильненского россыпного поля, на территории которого в свое время (2011-2013 г.г.) были проведены полевые работы.

Одной из причин недостаточной изученности является сложность геологического разреза продуктивных горизонтов, отражающих значительную фациальную изменчивость вмещающих песчаных отложений. В свою очередь, это является следствием активной неотектоники до-синергенинского времени. Разберем это на примере Садово-Обильненского россыпного поля.

По латерали обогащенные рудными минералами пески ергенинской свиты образуют линзовидные тела двух уровней. Титано-циркониевые россыпи представляют собой залежи преимущественно кварцевых песков, в различной степени обогащенных тяжелыми минералами. Рудные пески обычно мелко-тонкозернистые, хорошо отсортированные. С отчетливо выраженной горизонтальной косой, полого наклонной и волнистой слоистостью. Слоистость подчеркивается концентрацией титановых и циркониевых минералов в виде естественных шлихов.

В разрезе в ергенинской свите довольно отчетливо прослеживаются два уровня продуктивных песков. Нижний уровень мощностью от 1 до 4 м находится в основании свиты и имеет ограниченное распространение в пределах балочных долин.

Наиболее богатым и выдержанным по простиранию является верхний уровень. Он расположен в 5−20 м ниже кровли и имеет мощность от 1 до 10 м.

На фоне безрудных или слабо рудных песков встречаются линзовидные тела с содержанием тяжелых минералов от 40 кг/куб. м и более. Часто тяжелые минералы находятся в рассеянном состоянии. Наряду с горизонтальной слоистостью встречается косая, подчеркивающаяся тонкими (1−2 мм, через 0.5−5 см) шлиховыми прослоями.

Верхний уровень мощностью до 4 м, расположен в 8.5 м ниже кровли и выходит на дневную поверхность в глубоких промоинах. Данная залежь представлена песками светло-серыми, мелко-тонкозернистыми кварцевыми с мелкой волнистой, но чаще перекрестно-волнистой слоистостью. Она подчеркнута скоплением рудных минералов в виде шлиховых прослоев и, благодаря темной окраске последних, хорошо видна. Слойки в сериях тонкие (1−3 мм), параллельные друг другу. Серии срезают одна другую под разными углами. Границы серий четкие, отбиваются тонкими шлиховыми прослоями. Основными минералами рудных залежей являются измененный ильменит, рутил и циркон. Зерна большинства минералов тяжелой фракции имеют размеры 0.05−0.15 мм. Минералы легкой и тяжелой фракций обычно хорошо окатаны, их зерна в подавляющем большинстве имеют эллипсовидную и шаровидную форму. Степень окатанности зерен минералов на разных участках россыпи неодинакова.

В краевых частях залежей преобладают слабоокатанные, а в центральных – среднеокатанные и хорошо окатанные зерна.

В районе Садово-Обильненского россыпного поля верхний уровень мощностью до 4 м, расположен в 8.5 м ниже кровли и выходит на дневную поверхность в глубоких промоинах. Данная залежь представлена песками светло-серыми, мелко-тонкозернистыми кварцевыми с мелкой волнистой, но чаще перекрестно-волнистой слоистостью. Она подчеркнута скоплением рудных минералов в виде шлиховых прослоев и, благодаря темной окраске последних, хорошо видна. Слойки в сериях тонкие (1−3 мм), параллельные друг другу. Серии срезают одна другую под разными углами. Границы серий четкие, отбиваются тонкими шлиховыми прослоями. Основными минералами рудных залежей являются измененный ильменит, рутил и циркон. Зерна большинства минералов тяжелой фракции имеют размеры 0.05−0.15 мм. Минералы легкой и тяжелой фракций обычно хорошо окатаны, их зерна в подавляющем большинстве имеют эллипсовидную и шаровидную форму. Степень окатанности зерен минералов на разных участках россыпи неодинакова. В краевых частях залежей преобладают слабоокатанные, а в центральных – среднеокатанные и хорошо окатанные зерна.

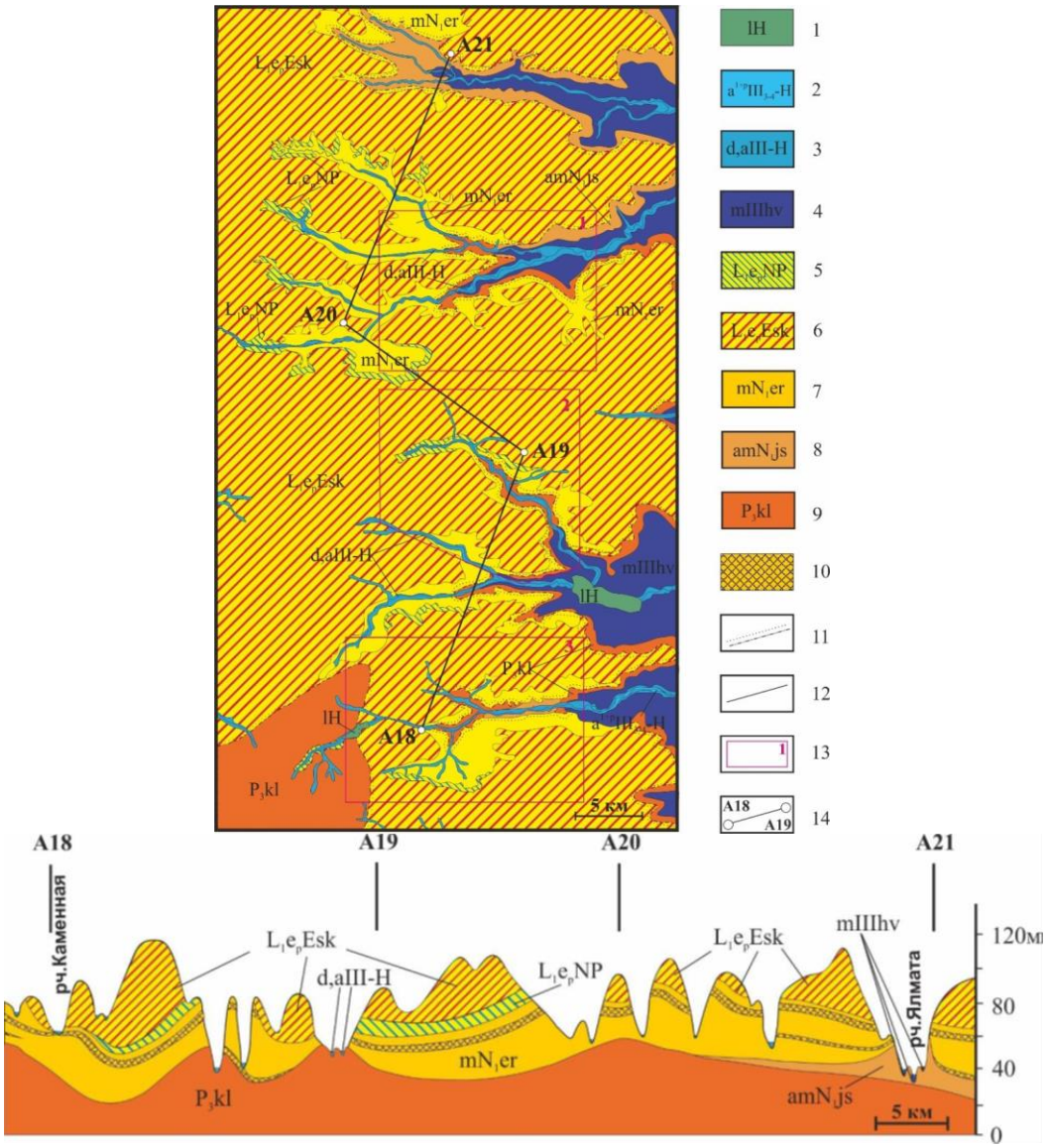


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Садово-Обильненского россыпного поля по фрагмент геологической карты Садово-Обильненского россыпного поля [5]

1 – лимний (илы, суглинки, пески, до 6 м); 2 – аллювий первой надпойменной террассы нерасчлененный (глины, супеси, гравий, до 15 м); 3 – делювий и аллювий (суглинки, супеси, пески, до 15 м); 4 – мариний хвалынский (глины, пески глинистые, 5−15 м); 5 – неоплейстоцен (покровные лессовидные суглинки, более 70 м); 6 – эоплейстоцен: скифская толща (пестроцветные глины, суглинки, до 50 м); 7 – мариний: ергенинская свита (пески с редкими прослоями глин и линзовидных песчаников (до 100 м); 8 – аллювиомариний: яшкульская серия (глины, пески, редкие прослои песчаников, до 275 м); 9 – калмыцкая свита (глины зеленовато-серые, до 200 м); 10 – рудный горизонт (только на разрезе, рис.

4); 11 – границы несогласного залегания стратиграфических подразделений предполагаемые; 12 – границы согласного залегания стратиграфических подразделений; 13 – границы участков россыпепроявления (1 – Садовый, 2 – Кировский, 3 – Обильненский); 14 – линия разреза

В районе Садово-Обильненского россыпного поля мощность свиты 27−60 м. Продуктивная часть разреза мощностью от 1 до 10 м сложена тонко- и мелкозернистыми песками и включает два обогащенных горизонта – нижний и верхний. В основании разреза продуктивные пески, сложены светло-серыми, тонкозернистыми, кварцевыми песками. Слоистость пологоволнистая. Слойки тонкие (1−3 мм), прямолинейные, подчеркиваются шлиховыми прослоями тяжелых минералов. Часто они группируются в серии (до 10 см). Серии с обильным естественным шлихом часто перемывают друг друга. Содержания полезных компонентов здесь достигает 36.5 кг/куб. м на мощность 4 м.

Верхний горизонт сложен хорошо сортированными и отмытыми от глинистого вещества песками. Породы горизонтально- и мульдообразнослоистые, тонкозернистые, белые и светло-серые, мощностью от 2 до 10 м. Слоистость подчеркнута скоплениями рудных минералов в виде тонких шлиховых прослоев. Содержание титано-циркониевых минералов от 40 до 70.8 кг/куб. м.

Структурно-палеогеоморфологические особенности. На доергенинском этапе площадь разделялась на три крупных блока, причем северный и южный подняты относительно центрального. На этом этапе площадь осложнена обширными линейными эрозионно-тектоническими депрессиями и локальными переуглубленными впадинами. По комплексу признаков благоприятными условиями для формирования и локализации богатых титано-циркониевых россыпей на этом этапе являются стабильные в тектоническом отношении участки блоков с относительно приподнятыми морфоструктурами. Из них наиболее благоприятные условия создавались на площади Обильненского участка (рис. 1).

На дочетвертичном этапе территория подразделялась на пять блоков-поднятий, контурами и тектонической активности несколько отличающимися от предшествующего этапа. Так, максимально высокие гипсометрические уровни здесь фиксируется в южном блоке. Вероятно, интенсивность этого поднятия унаследована от тектонической активности на более раннем этапе. Центральный блок относительно выше северного блока. Блоки разделяют эрозионно-тектонические депрессии, которые в свою очередь осложнены серией мелких переуглубленных впадин.

Анализ характера разреза ергенинской свиты, латеральная изменчивость которой проявляется достаточно контрастно, свидетельствует о значительной тектонической активности, в условиях которой происходило накопление Ti-Zr минералов. Это нашло отражение в линзовидно-прерывистом характере строения продуктивных слоёв, которые по сравнению со стабильными условиями древних платформ, отличающихся большей выдержанностью продуктивных пластов (Центральное, Лукояновсое, Туганское и др.), значительно труднее изучать на предмет оценки ресурсного потенциала. Анализ гранулометрии разрезов показал, что продуктивные линзы формируются только среди мелкозернистых песков. Однако, тяжёлые минералы в виде фоновых концентраций (до 5 кг/м^3) присутствуют повсеместно. Учитывая размерный класс минералов тяжёлой фракции (-0.315 с пиком, приходящимся на класс -1.14+0.1), даже средне- и крупнозернистые пески в классе -0.315 содержат значительное количество минералов тяжёлой фракции.

Заключение. По сравнению с хорошо изученными объектами, приуроченным к прибрежно-морским условиям локализации эпикратонных морей, для которых характерны стабильные условия, благоприятствующие формированию выдержанных продуктивных пластов, ергенинская свита формировалась в условиях значительной дифференциации доергенинской подложки под влиянием активной неотектоники, что и предопределило резкую фациальную сменьчивость.

Блоковые неотектонические подвижки, характерные для областей, контролирующих формированием предкавказского передового прогиба, наглядно проявлены на Садово-Обильненском участке распространения ергенинской свиты.

Литература

Бызовский Л.З. Перспективы комплексного использования титано-циркониевых россыпных месторождений Рос-сии // Горный журнал. 1997. № 8. С. 22–26

Золотарева Г. С. Циркон как индикатор условий формирования титан-циркониевых россыпей в системе коренной источник – кора выветривания – промежуточный коллектор – россыпь (на примере россыпных объектов Воронежской антеклизы). Воронеж, Изд-во «Научная книга», 2013. 264 с.

Ненахов В. М., Золотарева Г. С. Интегральная модель россыпеобразования на территории Воронежской антеклизы // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 1. С. 26–40

Рудянов И. Ф., Лаврищев В. А., Семенов В. М. Ергенинский потенциальный россыпной район – первоочередной объект для поисков промышленно-значимых титан-циркониевых россыпей // Региональная геология и металлогения. 2005. № 25. С. 134−139

Лаврищев В. А., Семенов В. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 100000 (третье поколение). Лист L-38 [Электронный ресурс]. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. URL https://www.geokniga.org/maps/7062 (дата обращения: 20.04.2023)

Features of localization of titanium-zirconium minerals of the Obilnensky ore field (Kalmykia)

Zolotareva G.S.[1], Nikitin A.V.[2], Gorbunov N.S.[3]

[1] Voronezh State University, Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, akcessoriy@mail.ru
[2] Voronezh State University, Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, nikav_1960@mail.ru
[3] Voronezh State University, Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, Nik.gorbunov111999@yandex.ru

The paper considers the features of the localization of titanium-zirconium minerals of the Obilnensky ore field confined to the early Neogene Ergeninskaya formation. The sharp lateral variability of the productive horizon associated with an active neotectonic setting during the formation of titanium-zirconium mineralization is emphasized. This significantly distinguishes them from quiet within-plate settings typical of stable platform areas.
Keywords: Ergeninskaya formation, Ti-Zr placers

УДК 551

Литолого-петрофизическая неоднородность продуктивных отложений мошаковской свиты

Зуева О.А.[1], Постникова О.В.[2]

1 – РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина. Россия, 119991, г. Москва, проспект Ленинский, дом 65, корпус 1, oa_zueva@mail.ru
2 – РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина. Россия, 119991, г. Москва, проспект Ленинский, дом 65, корпус 1, olgapostnikova@yandex.ru

Породы-коллекторы мошаковской свиты представлены полимиктовыми крупно-, средне-, мелко- и разнозернистыми песчаниками. Они относятся к поровому и порово-трещинному типам. В породах-коллекторах мошаковской свиты выделяется несколько видов порового пространства: межзерновые поры, пустоты выщелачивания цемента и обломочной составляющей. Вторичные преобразования существенно изменили первичную структуру пустотного пространства мошаковского природного резервуара. Наиболее существенные изменения структуры и минерализации пустотного пространства произошли на стадиях позднего катагенеза – раннего метагенеза. Значительную роль в формировании пустотного пространства сыграли высокотемпературные гидротермальные процессы.
Ключевые слова: породы-коллекторы, Сибирская платформа, мошаковская свита

Вендские продуктивные отложения тасеевской серии, включающей мошаковскую свиту, распространены в пределах Иркинеево-Чадобецкого внутриконтинентального палеорифта юга Сибирской платформы и представляют собой один из наиболее перспективных объектов для открытия месторождений газа и газового конденсата. К настоящему времени в пределах исследуемого региона в отложениях тасеевской серии были выявлены такие крупные месторождения как Абаканское, Имбинское, Ильбокичское и другие. В разрезе отложений тасеевской серии принято выделять три крупных осадочных комплекса (снизу вверх): алешинскую, чистяковскую и мошаковскую свиты (Кочнев и др., 2020; Советов, 2018).

Отложения мошаковской свиты представлены преимущественно пестроцветными песчано-алевритовыми и алевро-глинистыми разностями, в меньшей степени карбонатными и сульфатными отложениями.

Текстурные особенности отложений мошаковской свиты весьма разнообразны и изменчивы как по разрезу, так и по площади. Для мошаковской свиты характерно наличие текстур косой, косоволнистой, местами пологоволнистой, градационной слоистости, встречаются текстуры оползания, горизонтальнослоистые и массивные текстуры. В отложениях мошаковской свиты отмечаются многочисленные следы роющих организмов.

Обломочная часть песчаников мошаковской свиты характеризуются полимиктовым составом со значительным содержанием (более 20%) обломков метаморфических пород. Она представлена обломками кварца (40-55%), полевых шпатов (10-15%), слюдистых сланцев (до 10-15%), кварцитов (до 5-10%) и эффузивов (1-2%), чешуйками слюд (обычно 3-5%, иногда до 10-12%). Обломки полевых шпатов представлены микроклином, реже ортоклазом и альбитом. Слюды представлены биотитом и мусковитом. Среди акцессорных минералов встречаются циркон, турмалин, рутил, монацит. В некоторых разрезах содержание обломков турмалина достигает 3-5%.

Цемент весьма разнообразный, обычно глинистый пленочно-поровый, реже кварцевый регенерационный, железистый пленочно-поровый, сульфатный и карбонатный поровый и базально-поровый, часто коррозионно-поровый.

Результаты рентгеноструктурного и микрорентгеноспектрального анализов свидетельствуют о том, что в целом в исследуемых отложениях глинистая составляющая цемента представлена иллитом, железисто-магнезиальным и железистым хлоритом, железистая – гематитом, карбонатная – кальцитом, реже доломитом и сидеритом, сульфатная – ангидритом, реже баритом. Гематитовый цемент распределен неравномерно, частично или полностью покрывает обломки пленками, а также заполняет межзерновые поры. Сульфатный и карбонатный цементы распределены равномерно и обычно полностью заполняют межзерновые поры. Размеры кристаллов кальцита, доломита, сидерита, ангидрита и барита варьируют от 5-10 до 200-300 мкм.

Породы, слагающие продуктивные отложения мошаковской свиты, отличаются высокой интенсивностью и разнообразием вторичных преобразований. Вторичные процессы во многом изменили первичную структуру пород и оказали большое влияние на фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов.

Наиболее широко проявлены процессы аутигенного минералоообразования в пустотном пространстве, гравитационная коррозия обломочных зерен, их пластические деформации, интенсивное трещинообразование, сульфатизация и карбонатизация.

В скважине Абаканская 1 в отложениях мошаковской свиты были выявлены такие минералы как барит, целестин, сидерит, анкерит, магнезит, гематит, магнетит, халькопирит и кобальтин. В магнетите и титаномагнетите выявлены примеси ванадия и никеля. В барите обнаружены примеси вольфрама. В скважине Ильбокичская 3 обнаружены новообразованные гематит, сидерит, магнезит, барит и анкерит. В скважине Чунская 1 выявлен такой минерал как тунгстенит (дисульфид вольфрама из группы молибденита). Кристаллы имеют тонкопластинчатую, чешуйчатую, перистую форму. Минерал считается редким и встречается исключительно в гидротермальных месторождениях.

Сонахождение таких новообразованных минералов позволяет предположить, что наиболее поздние процессы образования аутигенного минералообразования связаны с гидротермальными процессами, которые наиболее активно проявлялись на завершающих стадиях литогенеза – в периоды магматических активизаций, связанных с проявлениями кимберлитового и траппового магматизма.

В результате проведенных исследований достаточно отчетливо была установлена стадийность проявления вторичных процессов (рис. 1).



Рис. 1. Стадийность проявления вторичных процессов

Породы-коллекторы отложений мошаковской свиты тасеевской серии относятся к поровому и порово-трещинному типам и отличаются высокой степенью литолого-петрофизической неоднородности, обусловленной фациально-палеогеграфическими условиями, а также интенсивностью и направленностью вторичных процессов.

Многочисленные субвертикальные протяженные трещины соединяют тонкие гранулярные коллекторские прослои, образуя тем самым сложную фильтрационно-емкостную систему.

В породах-коллекторах мошаковской свиты выделяется несколько видов порового пространства: межзерновые поры, пустоты выщелачивания цемента и обломочной составляющей (рис. 2).

Пустоты выщелачивания вызывают наибольший практический интерес. Их доля от общего объема пустотного пространства составляет иногда более 50-60%. Процессы выщелачивания, по-видимому, протекали на заключительных стадиях гидротермального процесса. Следы выщелачивания отмечаются не только на поверхности карбонатного цемента, но и на обломках кварца и калиевых полевых шпатов. Процессы выщелачивания существенно изменили геометрию и структуру пустотного пространства песчаников. Во многих песчаниках была образована вторичная пористость, причем ее значения иногда достигают 15-20%. Примечательно, что пустоты выщелачивания были обнаружены в терригенных прослоях, в которых степень вторичных изменений соответствует по минеральным индикаторам позднему катагенезу–раннему метагенезу. Крупные пустоты выщелачивания были обнаружены в песчаниках, в которых широко распространены следы пластической деформации обломков, зубчатые инкорпорационные контакты, рекристаллизационно-гранулярный бластез. Это обстоятельство позволяет по-новому взглянуть на осадочные комплексы, которые ранее не рассматривались с точки зрения их коллекторских свойств.

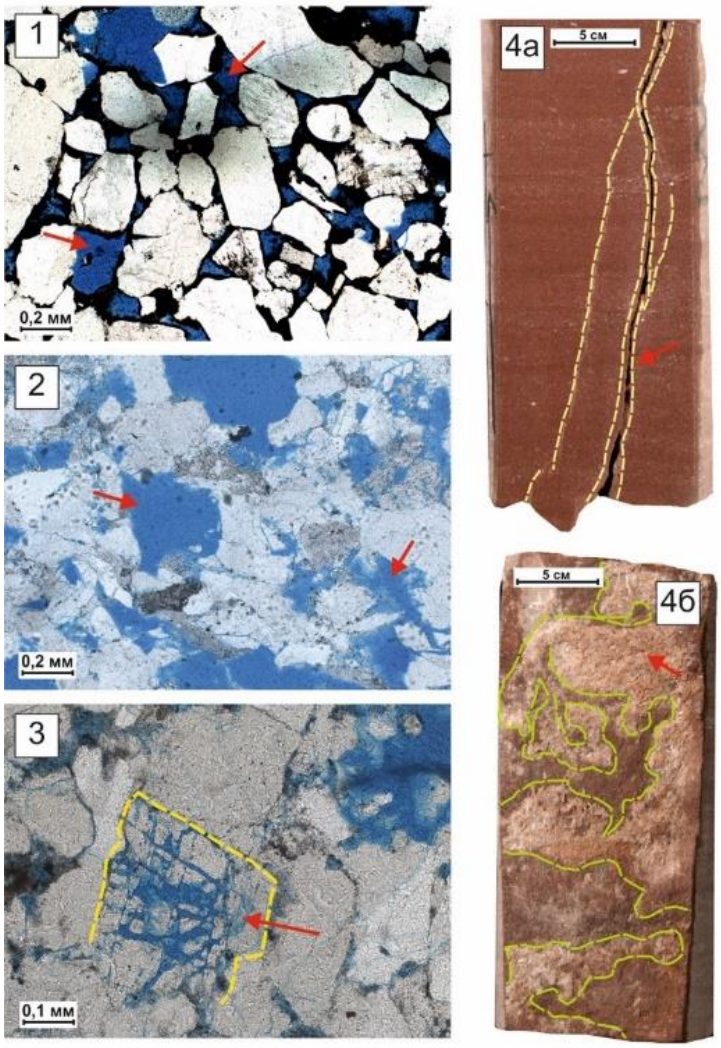


Рис. 2. Основные типы пустот в отложениях мошаковской свиты (1 – межзерновые поры; 2 – поры, образованные за счет процессов выщелачивания цемента; 3 – поры, образованные за счет процессов выщелачивания обломков калиевых полевых шпатов; 4 – система открытых субвертикальных частично минерализованных трещин (а), поверхность частично минерализованной трещины (б))

Породы-коллекторы мошаковской свиты представлены полимиктовыми крупно-, средне-, мелко- и разнозернистыми песчаниками (рис. 3). Наиболее высокоемкие породы-коллекторы сформировались в областях развития аккумулятивных песчаных тел в зонах активных водотоков и пляжевых образований в прибрежных областях.

Сильное варьирование значений коэффициента пористости в одних и тех же литологических типах объясняется, главным образом, интенсивностью проявления тех или иных вторичных процессов.

Также фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов во многом зависят от состава, типа, количества и характера распределения цементирующей составляющей.

Например, характер распределения и количество иллитового пленочно-порового цемента хорошо объясняет различия в значениях коэффициента пористости в пределах одного и того же литотипа. Так, в образцах с низкими значениями коэффицента пористости (1-2%) иллитовый цемент часто заполняет все пространство межзерновой пустоты. Часто гидрослюдистые чешуйки бывают сильно уплотнены. В пористых песчаниках (Кп=10-15%) иллитового цемента значительно меньше, и он менее уплотнен в межзерновом пространстве.

Размеры чешуек глинистых минералов также объясняют различия в фильтрационно-емкостных свойствах. В образцах с более мелкими чешуйками значения коэффициента пористости значительно выше.

Вторичные сульфатные и карбонатные минералы обычно полностью заполняют всё пустотное пространство, поэтому в таких образцах значения коэффициента пористости обычно не превышают 1-3%. Однако, если происходит выщелачивание сульфатного и карбонатного цемента, то в таких образцах значения коэффициента пористости могут достигать 12-15%.

В песчаниках с пленочно-поровой гематитовой цементацией значения коэффицента пористости обычно высокие, что объясняется его микропористой структурой.

Фильтрационно-емкостные свойства пород определяются также степенью сортировки и окатанности обломочного материала. Так небольшое увеличение пористости, например, в песчаниках средне- и мелкозернистых, обусловлено лучшей степенью сортировки и окатанности обломочного материала.

Морфометрические характеристики пустотного пространства терригенных пород-коллекторов мошаковской свиты главным образом зависят от интенсивности и стадийности проявления вторичных процессов, а также от структурных параметров обломочной составляющей, состава, типа, количества и характера распределения цементирующей составляющей.

Фациальный фактор и вторичные процессы главным образом определили распространение поровой составляющей пород-коллекторов вендских отложений, при этом важнейшую роль в фильтрационной системе вендских резервуаров играют зоны развития трещиноватости. Сгущение и взаимопересечение разломов в фациальных зонах, благоприятных для формирования пород-коллекторов, является дополнительным положительным фактором для улучшения фильтрационно-емкостных свойств, так как в этих зонах происходит формирование наиболее проницаемых участков разреза.

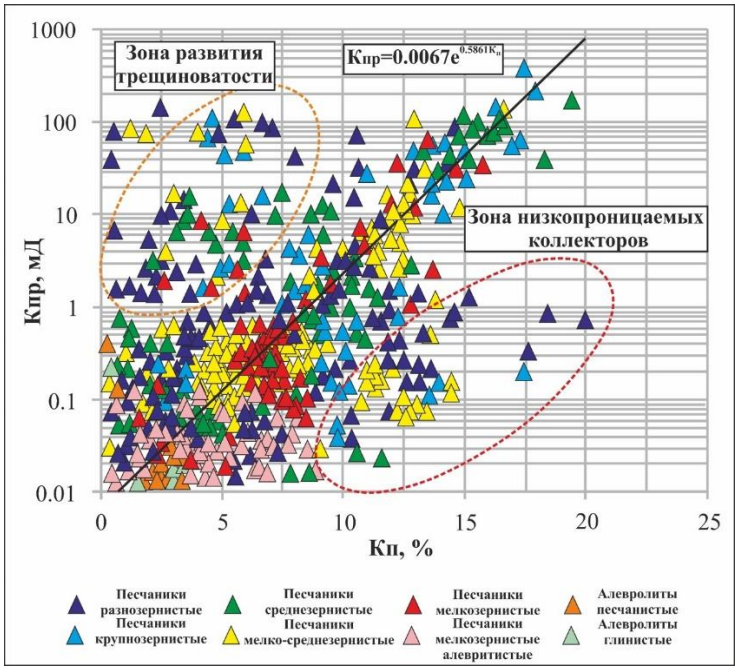


Рис. 3. Петрофизическая зависимость Кпр-Кп для разных литотипов по результатам лабораторных исследований

Анализ фильтрационно-емкостных характеристик пород-коллекторов показал, что диапазон изменения коэффициента пористости для отложений мошаковской свиты тасеевской серии колеблется в интервале от 0,37 до 20,25%, в среднем составляя 5,54%, проницаемости по газу от непроницаемых пород до 300 мД, в среднем 2,670 мД.

Для порово-трещинного коллектора значения коэффициента проницаемости (Кпр) по газу составляет до 100-140 тыс. мД.

Литература

1. Кочнев Б.Б., Прошенкин А.И., Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф. Тасеевская серия венда юго–западной окраины Сибирской платформы: изотопно–геохимические и геохронологические данные, возраст и корреляция // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61. – № 10. – С. 1370–1385.

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

Lithological and petrophysical heterogeneity of productive deposits of the Moshakovskaya formation

Zueva O.A,[1], Postnikova O.V.[2]

1 - Gubkin University, Russia,. 119991, Moscow,65 Leninsky Prospekt, Building 1, oa_zueva@mail.ru

2 - Gubkin University, Russia,. 119991, Moscow,65 Leninsky Prospekt, Building 1, olgapostnikova@yandex.ru

The reservoir rocks of the Moshakovskaya formation are represented by polymictic coarse-, medium-, fine- and multi-grained sandstones. They belong to the pore and pore-fracture types. In the reservoir rocks of the Moshakovskaya formation, several types of pore space are distinguished: intergranular pores, voids of cement and clastics leaching. Secondary transformations have significantly changed the primary structure of the void space of the Moshakovskaya reservoir. The most significant changes in the structure and mineralization of the void space occurred at the stages of late catagenesis – early metagenesis. High-temperature hydrothermal processes played a significant role in the formation of the void space.

Keywords: reservoir rocks, Siberian platform, Moshkovskaya formation

УДК 551

Литолого-петрофизическая характеристика пород-коллекторов терригенных продуктивных отложений венда юга Якутии

Изъюрова Е.С., Изъюров А.Д.

РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина. Россия, 119991, г. Москва, проспект Ленинский, дом 65, корпус 1, ekonovalceva@yandex.ru

В работе представлены результаты литолого-петрофизических исследований пород-коллекторов вилючанского, талахского, хамакинского, улаханского, харыстанского и ботуобинского продуктивных горизонтов, вскрытых на юге Якутии. Литолого-петрофизические характеристики пород-коллекторов сформировались в результате сложного сочетания результатов седиментационных процессов и многостадийной эволюции эпигенетических преобразований пород. Вторичные процессы пород-коллекторов вендского терригенного комплекса оказали двоякое влияние на их фильтрационно-емкостные свойства.

Ключевые слова: терригенные породы-коллекторы, венд, юг Якутии

Юг Якутии является одним из самых перспективных регионов в рамках реализации Восточной газовой программы, а также расширения минерально-сырьевой базы в Восточной Сибири. Для развития Якутского центра газодобычи необходимо освоение перспективных объектов в терригенно-карбонатных отложениях венда-кембрия. С этой целью изучение литолого-петрофизических характеристик пород-коллекторов терригенных продуктивных отложений венда юга Якутии представляется весьма актуальной задачей.

Литологическое изучение отложений проводилось на коллекции образцов скважин глубокого бурения, охватывающей разрезы Чаяндинского, Тас-Юряхского, Среднеботуобинского и

Верхневилючанского месторождений (рис. 1) и отражающей строение вилючанского, талахского, хамакинского, улаханского, харыстанского и ботуобинского продуктивных горизонтов. Изучение структуры и вещественного состава пород осуществлялось на разных увеличениях с использованием поляризационного микроскопа на прокрашенных шлифах. Исследования микроструктуры пустотного пространства и его минерального выполнения были проведены с привлечением электронно-микроскопических и микрорентгеноспектрального анализов.

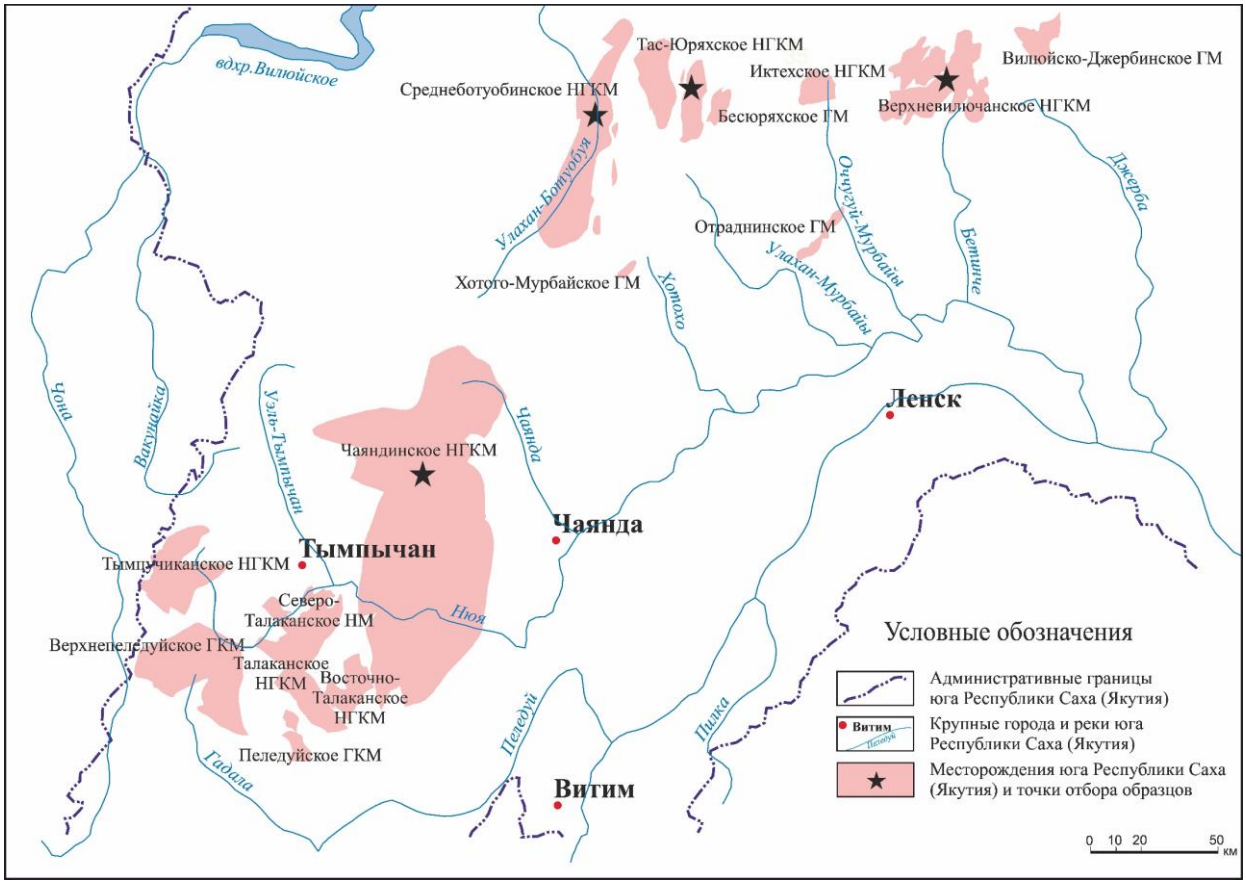


Рис. 1. Схема расположения точек отбора образцов вендских терригенных отложений

Отложения вилючанского горизонта, в составе которого выделяются бетинчинская и хоронохская свиты, вскрываются в погруженных областях на юге Якутии и охарактеризованы в разрезах скважин Верхневилючанского НГКМ. Породы-коллекторы здесь представлены преимущественно хорошо отсортированными светлоокрашенными зрелыми кварцевыми мономиктовыми песчаниками (рис. 2а). Пустотное пространство представлено преимущественно межзерновыми пустотами, развитие которых в ряде случаев осложнено сульфатизацией, процессами регенерации зерен кварца и гравитационного уплотнения. Также в породах отмечается новообразованный каолинитовый цемент, обладающий микропористостью. По результатам литолого-петрофизических исследований в отложениях вилючанского горизонта значения пористости (Кп) в среднем составляют 10-15%, достигая 25% объема породы. Значения проницаемости (Кпр) колеблются от 0,55 до 754,10 мД.

На породах коры выветривания фундамента, а также на эродированной поверхности отложений вилючанского горизонта с перерывом залегают пестроцветные песчано-гравийные отложения талахского горизонта кварц-полевошпатового состава с прослоями алевро-глинистых пород. Эти отложения развиты повсеместно и наиболее детально изучены в разрезах скважин Чаяндинского НГКМ. В составе обломков часто отмечается значительное количество (до 15-25%) зерен монацита – фосфата тория (Городнов и др., 2017). Многие зерна кварца имеют инкорпорационные и шиповидные контакты, а также подвержены бластокатаклазу. В отдельных разрезах Среднеботуобинского НГКМ выявлены зоны распространения таких минералов, как сфалерит, халькопирит, родохрозит, целестин, барит и др. Пустотное пространство представлено преимущественно межзерновыми порами. Однако отличительной чертой фильтрационно-емкостного пространства отложений талахского горизонта является широкое и повсеместное развитие пустот выщелачивания, приуроченных преимущественно к зернам полевых шпатов (рис. 2б). Засолонение, сульфатизация и карбонатизация развиты спорадически и в отдельных частях разреза приводят к существенному сокращению объема пустотного пространства. По результатам литолого-петрофизических исследований и данным ртутной порометрии в отложениях талахского горизонта значения Кп в среднем составляют 6-8%, достигая иногда 10-12%

объема породы. При этом, относительно пористые прослои чередуются с плохопроницаемыми низкопористыми прослоями. Также в разрезе встречаются интервалы слабосцементированных песчаных разностей. Значения проницаемости колеблются в пределах от 1,41 до 112,25 мД. По всему разрезу талахского горизонта отмечаются многочисленные субвертикальные и субгоризонтальные трещины, нередко образующие ветвящиеся системы с раскрытостью от 1 до 7 мм, часто минерализованные сульфатами и сульфидами.

В отложениях паршинской свиты на Чаяндинском месторождении выделяется продуктивный хамакинский горизонт. В отложениях курсовской свиты на Среднеботуобинском месторождении выделяется маломощный улаханский горизонт. Породы-коллекторы представлены чередованием темно-серых и серых песчано-гравийных и алевро-глинистых разностей. Обломочная часть песчаников преимущественно кварц-полевошпатового состава имеет значительно лучшую сортировку и окатанность, чем в отложениях талахского горизонта. Отличительной особенностью пород-коллекторов улаханского горизонта является интенсивная карбонатизация до 20-30% от общего объема породы. Содержание карбонатов и солей в породах хамакинского горизонта не превышает 3-5%, редко достигая 10-15%. Отличительной особенностью его пород-коллекторов является интенсивная сульфатизация и регенерация зерен кварца. Сульфатная составляющая имеет широкий диапазон наличия в породе, варьируя от 5 до 40%, в среднем составляя 15-20% объема породы (рис. 2в). Доля вторичного кварцевого регенерационного цемента в породах улаханского и хамакинского горизонтов значительно выше по сравнению с талахским и может достигать 20-35% объема породы. Также в песчаных породах хамакинского горизонта были встречены процессы пиритизации, стресс-коррозии, бластокатаклаза (рис. 2г) и окремнения первоначально карбонатного (доломитового и анкеритового) цемента. В отдельных прослоях были обнаружены следы высокотемпературных преобразований, о чем свидетельствуют сохранившиеся фрагменты сильно преобразованного органического вещества в межзерновых пустотах. Встречаются единичные аутигенные кристаллы барита, как правило, в остаточных пустотах в зонах развития галитового цемента. По результатам литолого-петрофизических исследований в отложениях улаханского горизонта Кп варьирует от первых единиц до 10-15%, Кпр — 0,01-37,82 мД. Значения пористости пород хамакинского горизонта в среднем составляют 10-15%, достигая 15-18% объема породы. Для отложений хамакинского горизонта отмечается широкий разброс значений проницаемости, который составляет от 2,31 до 950,97 мД. Также в разрезе встречаются интервалы слабосцементированных песчаных разностей и активное развитие микротрещин с раскрытостью до 10 мкм.

В отложениях харыстанской свиты венда на Верхневилючанском месторождении выделяется продуктивный харыстанский горизонт. В отложениях бюкской свиты повсеместно выделяется продуктивный ботуобинский горизонт, терригенные отложения которого последовательно замещаются на непроницаемые карбонатные породы по направлению на восток изучаемой территории. Породы-коллекторы этих горизонтов представлены преимущественно серыми и бежевыми песчаниками разной степени зернистости. Сортировка и окатанность зерен средняя, реже хорошая.

Обломочная часть ботуобинского горизонта характеризуется преимущественно кварцевым составом с примесью полевых шпатов до 10-15% объема породы и такими акцессорными минералами, как циркон, лейкоксен, турмалин и мусковит. В породах выявлены процессы стресс-коррозии, пиритизации, лейкоксенизации, карбонатизации и сульфатизации (рис. 2д), а также корродирование и выщелачиние зерен. Отличительной особенностью пород-коллекторов является интенсивное засолонение (рис. 2е) в зонах развития мощных прослоев песчаников с первичными крупными поровыми каналами и высокими значениями фильтрационно-емкостных свойств. Так, наиболее ярко проявлены процессы засолонения в отложениях ботуобинского горизонта на Чаяндинском и Среднеботуобинском месторождениях. По результатам литолого-петрофизических исследований в отложениях ботуобинского горизонта значения Кп в среднем составляет 15-18%, достигая 20-25% объема породы. Для отложений ботуобинского горизонта диапазон изменения значений проницаемости составляет от 0,1627 до 1100 мД. Пустотное пространство пород-коллекторов харыстанского горизонта осложнено процессами сульфатизации и карбонатизации. Значения пористости пород-коллекторов варьирует от 5 до 18%, Кпр — 0,23-37,0 мД.

Отложения вендского терригенного комплекса осадочного чехла характеризуются большим разнообразием минералогического состава. В них встречается богатый комплекс минералов, как вполне типичных для терригенных осадочных образований, так и сформировавшихся в результате сложного сочетания разнообразных процессов минералообразования и их многостадийной эволюции (Постников и др., 2019). Такая эволюция процессов минералообразования выражена в последовательной смене минеральных парагенезов, формировавшихся на разных стадиях регионального фонового литогенеза погружения, а также в результате наложения локальных процессов – катакластических, гидротермально-метасоматических и динамотермальной активации. Вторичные процессы пород-коллекторов вендского терригенного комплекса осадочного чехла оказали двоякое влияние на их фильтрационно-емкостные свойства.

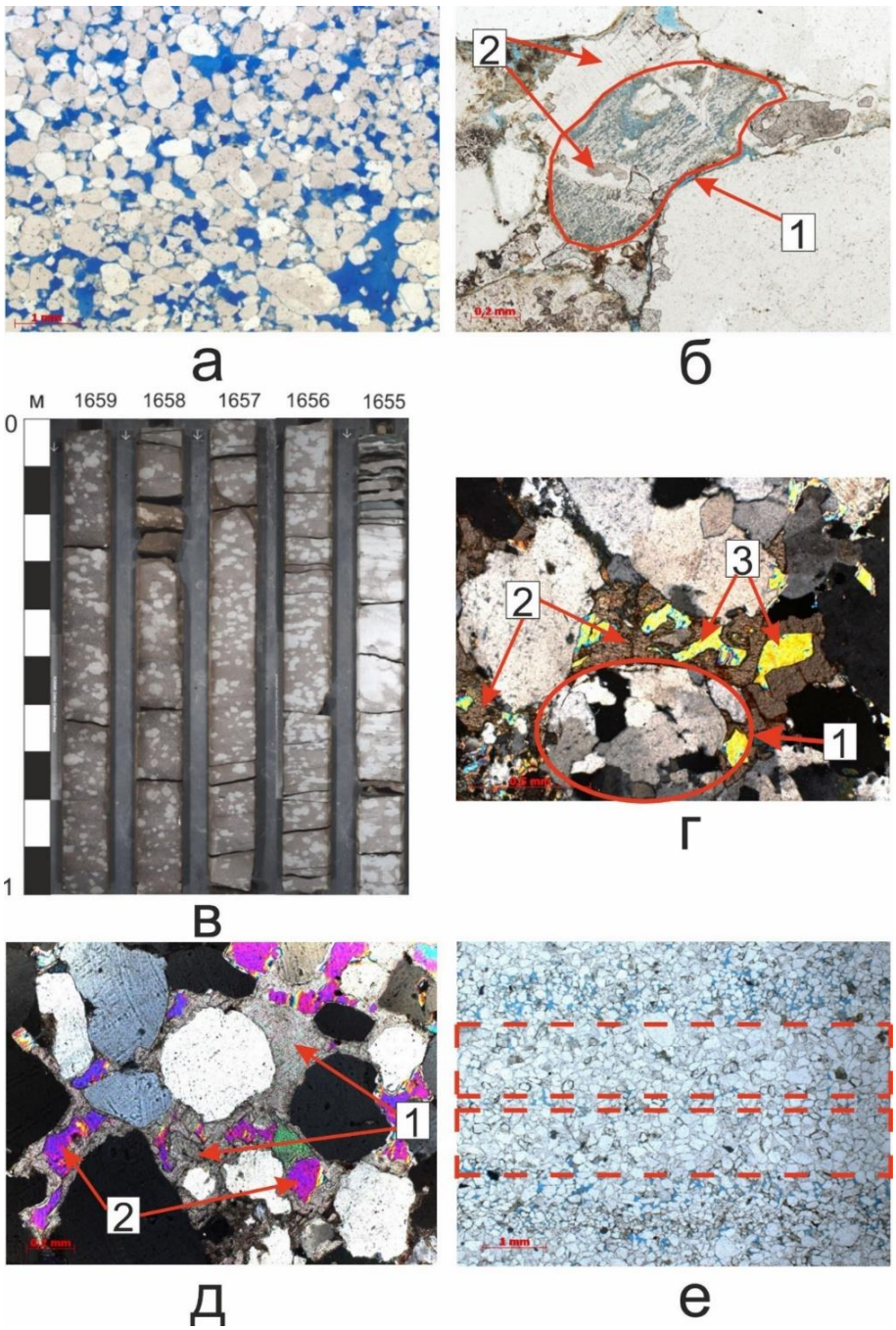


Рис. 2. Фото керна и шлифов образцов пород

а — межзерновое пустотное пространство (синим) в песчанике кварцевом мелко-среднезернистом (Верхневилючанское НГКМ, вилючанский горизонт, хоронохская свита, обр. с глубины 2617,45 м. Без анализатора); б — заполнение галитом (2) межзернового пространства и микротрещин внутри разрушенного зерна калиевого полевого шпата (1) (Чаяндинское НГКМ, талахский горизонт, обр. с глубины 1794,21 м. Без анализатора); в — сульфатизация (белым) в виде неравномерного цемента, формирующего пятнистые и слоистые текстуры (Чаяндинское НГКМ, хамакинский горизонт, интервал керна 1655-1660 м); г — рекристаллизационно-гранулярный бластез регенерированного зерна кварца (1), карбонатизация (2) и сульфатизация (3) межзернового пространства (Чаяндинское НГКМ, хамакинский горизонт, обр. с глубины 1643,26 м. С анализатором); д — стадийность аутигенного минералообразования в песчанике средне-крупнозернистом: межзерновое пространство закрывалось кристаллами доломита (1), затем ангидритом (2) (Тас-Юряхское НГКМ, ботуобинский горизонт, обр. с глубины 1934,59 м. С анализатором); е — послойное засолонение (красным пунктиром) в песчанике средне-крупнозернистом (Чаяндинское НГКМ, ботуобинский горизонт, обр. с глубины 1525,86 м. Без анализатора).

Литература

Городнов А.В., Черноглазов В.Н., Постникова О.В., Изъюрова Е.С., Коломыцев А.В. Разномасштабные литолого-геофизические исследования нижневендских терригенных отложений Непско-Ботуобинской антеклизы // НТВ «Каротажник». — 2017. - №278. — С. 92-101.

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

Lithological and petrophysical characteristics of reservoir rocks of the vendian's terrigenous productive deposits Yakutia's south

Izyurova E.S.[1], Izyurov A.D.[1]

1 – Gubkin University, 65 Leninsky Prospekt, Building 1, Moscow, 119991, Russia, ekonovalceva@yandex.ru

The paper presents the results of lithological and petrophysical studies of reservoir rocks of the Vilyuchinsky, Talakhsky, Khamakinsky, Ulakhansky, Kharystansky and Botuobinsky productive horizons discovered in the south of Yakutia. Lithological and petrophysical characteristics of reservoir rocks were formed as a result of a complex combination of the results of sedimentation processes and multi-stage evolution of epigenetic transformations of rocks. Secondary processes of reservoir rocks of the Vendian terrigenous complex had a twofold effect on their filtration and capacitance properties.

Keywords: terrigenous reservoir rocks, vend, south of Yakutia

УДК 551::551.733/.735(571.1)

Проблемы фациальной интерпретации разрезов палеозоя и моделирования древнейших осадочных и лавовых бассейнов

Исаев Г. Д.[1], Родыгин С.А.[2]

1 – ООО НИЦ «Сибгеонафт», г. Новосибирск, Фасадная 18 - 2, sibgeonaft@mail.ru

2 – Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, пр. Ленина, 36, rodygin@ggf.tsu.ru

Констатируется целесообразность фациального анализа вулканитов и осадочных образований отдельно друг от друга в сложных разрезах по керну скважин. Различные подходы в фациальной интерпретации разрезов при построении стратиграфических или геологических моделей обусловлены как приоритетностью задач в момент бурения скважин, так и уровнем качества литологической, петрографической и керновой информации. Геохронологические данные о вулканитах должны быть нормализованы в соответствии с их реальной «времяемкостью». Строение палеозойских вулканов может быть установлено только методами палеовулканологии и только на основе современных достижений литологии и петрографии магматических образований.

Ключевые слова: вулканокомплекс, стратовулкан, магматический этаж

В пределах Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) палеозой вскрыт скважинами в количестве не менее 10 тысяч. Как и для других стратиграфических уровней, для силурийского интервала палеозойского разреза характерно перенасыщение магматическими телами разного состава. Оно резко увеличивается к каменноугольному периоду, а в перми и в триасе магматиты уже преобладают в разрезах. В пределах ЗСГ на границе силура и девона авторами установлено развитие **Большеичского** магматического этажа, вскрытого 59 скважинами на 44 площадях. М**агматический этаж –** группа ассоциаций и комплексов полифациальных и полифазовых тел, образовавшихся в течение одного этапа, относящихся к близкому либо одному формационному типу, геологически синхронных и расположенных в одинаково развивающихся территориях (Исаев, 2020; 2021). Большеичский этаж объединяет деятельность не менее 5 вулканов, а в структурном плане – 4 вулканокомплекса и 1 стратовулкан. **Стратовулкан** – это латеральная ассоциация разновозрастных или полициклических вулканических комплексов, сформировавшихся на одной и той же территории за счет деятельности **двух и более вулканов** в течение одного этапа вулканизма. В**улканокомплексом** называются совокупности разнофациальных и разнофазовых геологических тел (эффузивно-покровных, экструзивно-жерловых, субвулканических и др.), связанных с деятельностью одного

вулкана в локальном его проявлении (Петрографический.., 2009). Разновидности (виды) магматических пород, выделяемые по признакам состава и структуры и выявленные при изучении керна, являются **главными единицами при моделировании** лавовых бассейнов и входят в состав единой совокупности пород или вулканокомплексов на конкретной территории.

Майзасская 1 (рис. 1) – это один из типовых разрезов Калганакского стратовулкана, расположенного в пределах Нюрольской зоны юго-востока ЗСГ. Он вскрыт 19-тью скважинами. Здесь нет абсолютной датировки возраста вулканитов. Зато широко развиты как перекрывающие (девонские), так и подстилающие (силурийские) этаж отложения. В разрезе Майзасской 1 установлены все группы фаций: экструзивно-жерловые и околократерные, интрузивные, покровные, эксплозивно-обломочные и осадочно-вулканокластические**. Фация** здесь понимается как монопородное тело или совокупность тел, образованных одной из разновидностей пород, отвечающих специфическим обстановкам их становления (Петрографический.., 2009).

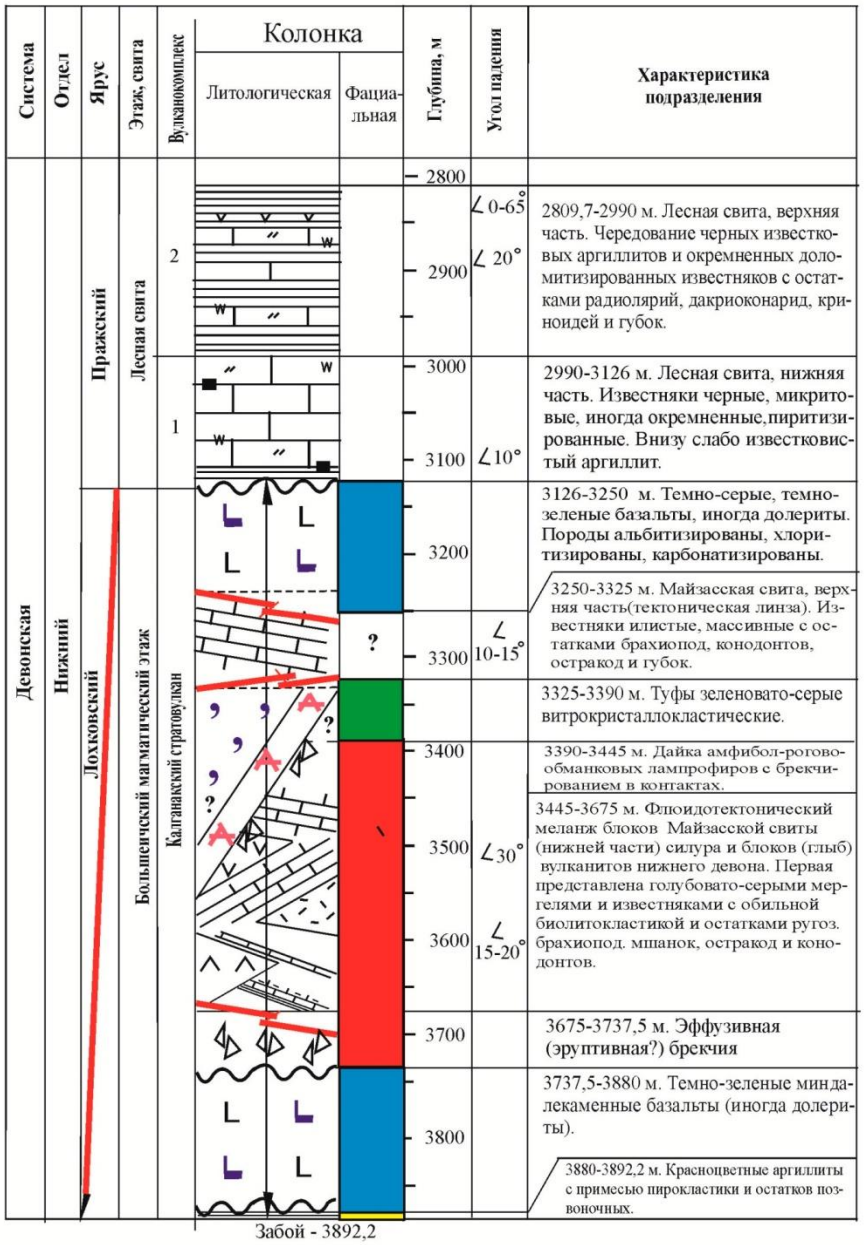


Рис. 1. Разрез палеозойских образований, вскрытых скв. Майзасской 1

Осадочные тела в разрезе скв. Майзасской.1 (см. рис.1) в инт. 3445-3675 м, принадлежащие нижней части майзасской свиты силура, интерпретируются не как **латерально протяженные** стратоны (Краснов и др., 1990), а как тектонические блоки, перемещенные в пространстве совместно с блоками сингенетичных вулканитов. В вулканогенной части разреза (инт.3126-3892,2 м) этой скважиной поднято всего 57 м керна, причем осадочных пород из них – 22 м. Именно эта часть разреза была изучена палеонтологами особенно детально практически на все группы ископаемых организмов (Грацианова,

1985; Краснов и др., 1990; Стратиграфия.., 1990). В пользу другой авторской интерпретации разреза говорит изменчивость углов падения стратифицированных осадочных тел, различный (перемешанный) состав вулканитов, тектонический брекчированный контакт на глубинах 3390 м и 3445 м. Последний, похоже, является единственным случаем, который можно наблюдать по керну. Все остальные взаимоотношения известняков и вулканитов в керне не представлены. Вместе с брекчией эффузивов (на гл. 3675-3737,5 м) флюидотектонический меланж эффузивов и известняков в инт. 3445-3675 м отнесен авторами к **околократерным** обстановкам, существующим недалеко от центра извержения. Верхняя часть майзасской свиты (в инт. 3250-3325 м) внутри Калганакского стратовулкана интерпретируется нами как самостоятельная тектоническая единица – линза-останец, не перемещенный в пространстве, но деформированный мощными магматическими потоками.

В качестве покровных в настоящем разрезе рассматриваются крупные пластовые тела базальтов: на гл. 3737,5-3880 м и 3126-3250 м. Это **главные тела**, из которых и образованы самостоятельные вулканические комплексы, а в данном случае и Калганакский стратовулкан. Ранее мы рассматривали их как единый покровный комплекс с повторением разреза, причиной которого является тектонический фактор. В пользу этого говорит и близкая мощность этих тел: 225 м и 250 м. В качестве самостоятельной фациальной единицы в разрезе на гл. 3325-3390 м диагностируются витрокристаллокластические туфы или **эксплозивно-обломочные** фации, которые в структуре стратовулкана прослежены, кроме Майзасской, на Западно-Останинской, Тигинской и Пинджинской площадях. К **осадочно-вулканокластической** группе фаций (тефроидные и вулканомиктовые) нами отнесена пачка красноцветов в инт. 3880-3892,2 м. Она содержит туфовую (пирокластическую?) примесь и является явно поверхностным континентальным образованием. Но синхронна ли эта примесь вулканизму, либо она переотложена – пока не ясно. Возраст этих аргиллитов на основе определения позвоночных раннедевонский, как и возраст (пражский) перекрывающих Калганакский стратовулкан образований лесной свиты (по тентакулитам). Объем перерыва на глубине 3126 м существенно меньше одного века (лохкова). То есть, главная магматическая деятельность двух (?) Калганакских вулканов, скорее всего, осуществлялась в первые 1-2 млн. лет на границе силура и девона и, возможно, в начале лохковского века. Обильные танатоценозы или массовая гибель биоты в конце пржидола и абсолютное её отсутствие в лохкове объясняются наличием предшествующего и поствулканического фумарольно-сольфатарных циклов деятельности Калганакских вулканов.

Палеовулканологическая интерпретация сложных осадочно-вулканогенных разрезов предполагает перемещение акцента на изучение собственно магматических образований. Авторы в течение последних десяти лет занимались проблемой использования принципов и положений палеовулканологии (Исаев, 2020; 2021) при интерпретации и фациальном анализе «смешанных» осадочно-вулканогенных разрезов карбона и силура. Чисто с**тратиграфическая** интерпретация скважинных материалов (Краснов и др., 1990) предполагает: осадочные тела являются **латерально протяженными объектами;** вулканиты в «смешанных» разрезах появляются в виде **линз, силлов или межпластовых** образований посредством синхронного осадкообразованию внедрения магматических тел. Такая позиция объясняется не только приоритетностью исследований, но и низкой информативностью керна, низким его выносом и «избирательностью» последнего. Изучение вулканитов при этом, чаще всего, ограничивается установлением их состава, возраста либо геохимических особенностей. Располагая такие сложные разрезы по вертикали в стратиграфической последовательности, мы создаем иллюзию непрерывности развития магматической или вулканической деятельности в пределах крупных (по времени) отделов и периодов фанерозоя, что не соответствует действительности. Проблема усложняется тем обстоятельством, что магматические тела, находясь в единой литологической среде совместно с осадочными породами, претерпели все (общие для осадочной литосферы) процессы преобразования: метаморфизм, флюидную и минеральную переработку и др.

Выводы. На основании того, что осадочные тела и магматиты по природе своей кардинально отличны друг от друга – любые исследования и обобщения по этим объектам должно производиться по отдельности.

Так как магматиты относятся к группе **мгновенных образований**, не имеющих протяжённого геологического времени, геохронологические датировки возраста должны быть нормализованы, т. е. приведены к реальности – **собственной времяёмкости.**

В любой системе фанерозоя существуют белые пятна на границах отделов, ярусов с отсутствием палеонтологически охарактеризованных толщ и свит и присутствием на этих уровнях датированных вулканитов. Такие границы могут быть приняты в качестве основных для фиксации регионального магматизма и вулканической деятельности.

Здесь следовало бы задать риторический вопрос: была бы палеонтологическая характеристика и биостратиграфическая последовательность в скважине Майзасской 1 другой (отличной от опубликованных), если бы с самого начала были выполнены комплексные петрографические и палеовулканологические исследования по магматической части её разреза?

Литратура

Грацианова Р.Т. К палеогеографии юга Западно-Сибирской плиты в среднем палеозое (по данным изучения брахиопод) // Геология нефте- и угленосных областей Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 73–96.

Исаев Г.Д. Модели лавовых бассейнов карбона Западно-Сибирской геосинеклизы // От анализа вещества – к бассейновому анализу. Материалы 13-го Уральского литол. совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. – С. 79–80.

Исаев Г.Д. Палеовулканология и стратиграфия карбона: турне-визейская эпоха // Динамика и взаимодействие геосфер Земли. Мат-лы Всерос. конф. 8–12 ноября 2021 г. – Т. 1. – Томск: ТГУ, 2021. – С. 179–181.

Краснов В.И. Геологическая характеристика разреза скважины Майзасская-1 / В.И. Краснов, С.А. Степанов, З.Я. Сердюк, В.А. Гаврилов, Г.Д. Исаев, Л.Г. Перегоедов // Силур и девон юго-востока Западно-Сибирской плиты. – М: Наука, 1990. – С. 4–26.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. третье, исправл. и доп. – СПб: ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.

Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты / Отв. ред. Ю.И. Тесаков. – Новосибирск: Наука, 1990. – 216 с.

Interpretation of Paleozoic sections facies and modeling of ancient sedimentary and lava basins

Isaev G.D.[1], Rodygin S.A.[2]

1 – SIC "Sibgeonaft" LLC, Novosibirsk, Facade 18 - 2, sibgeonaft@mail. ru
2 – National Research Tomsk State University, Tomsk, Lenin Ave., 36, rodygin@ggf.tsu.ru

The expediency of facies analysis of volcanites and sedimentary formations separately from each other in complex sections along the core of wells is stated. Different approaches to the facies interpretation of sections in the construction of stratigraphic or geological models are due to both the priority of tasks at the time of drilling wells and the level of quality of lithological, petrographic and core information. Geochronological data on volcanites should be normalized in correspondence with their real "time-consuming". The structure of Paleozoic volcanoes can be established only with the help of paleovolcanology methods and only on the basis of modern achievements of lithology and petrography of magmatic formations.

Keywords: Volcano complex, stratovolcano, magma ethage

УДК 550.4+235.47

Изотопные и геохимические признаки осадочного происхождения залежей борных, полиметаллических и железорудных месторождений Юга Сихотэ-Алиня

Казаченко В.Т.[1], Перевозникова Е.В.[1]

[1]-Дальневосточный геологический институт ДВО РАН. Россия, 690022, г. Владивосток, пр-т 100-летия Владивостоку, 159, vkazachenko@mail.ru

Залежи полиметаллических, боросиликатных и железорудных объектов Юга Сихотэ-Алиня (на примере Дальнегорского боросиликатного, Николаевского полиметаллического и Белогорского железорудного месторождений) характеризуются изотопными и геохимическими признаками, указывающими на участие морской воды в их образовании и, соответственно, на осадочное происхождение их протолитов. Судя по особенностям REE-спектров и положению точек пород на диаграмме Sm/Nd-Sm/Eu степень влияния морской воды на геохимические параметры их протолитов возрастала с увеличением глубины осадконакопления (и зависела от природы или размерности частиц в осадках) в следующей последовательности: боросиликатные, железорудные и полиметаллические месторождения.

Ключевые слова: рудные месторождения, геохимия, Сихотэ-Алинь.

Согласно ранее опубликованным авторами данным яшмы, метаморфизованные металлоносные осадки – марганцевосиликатные (сложенные силикатами Mn) породы и силикатно-магнетитовые руды триасовой кремневой формации, а также известково-силикатные породы ранее считавшихся скарновыми месторождений Юга Сихотэ-Алиня являются контактово-метаморфизованными и

частично регенерированными (в позднем мелу-палеогене) продуктами размыва в триасе апогабброидной латеритной коры выветривания островов. Mn, Fe и другие металлы накапливались в лагунах (в современном виде известково-силикатные породы и присутствующие в них руды) и прилегавших к островам акваториях (марганцевосиликатные породы и силикатно-магнетитовые руды). Присутствие борных и полиметаллических руд указывает на мелководные (пересыхающие) и глубоководные (с зонами сероводородного заражения) лагуны, соответственно. В фациях лагун и акваторий проявились геохимические особенности материнских магматических пород. В данной работе приведены новые данные, подтверждающие осадочную природу залежей борных, полиметаллических и железорудных месторождений Юга Сихотэ-Алиня

Поступление металлов в протолиты яшм, марганцевосиликатных пород и силикатно-магнетитовых руд, представлявших собой биогенно-хемогенные осадки, происходило в коллоидных растворах гидроксидов Mn и Fe**.** Поэтому, распределение в них REE во время осадконакопления (и диагенеза) соответствовало распределению в морской воде. Этим объясняется приуроченность точек яшм, марганцевосиликатных пород и силикатно-магнетитовых руд в основном к тренду I (рис. 1*б*) с величиной Sm/Nd 0.21, совпадающей с современным значением в морской воде (Faure, 1986) и характерным для нее (судя по литературным данным для карбонатных пород прошлого) на протяжении длительного геологического времени**.**

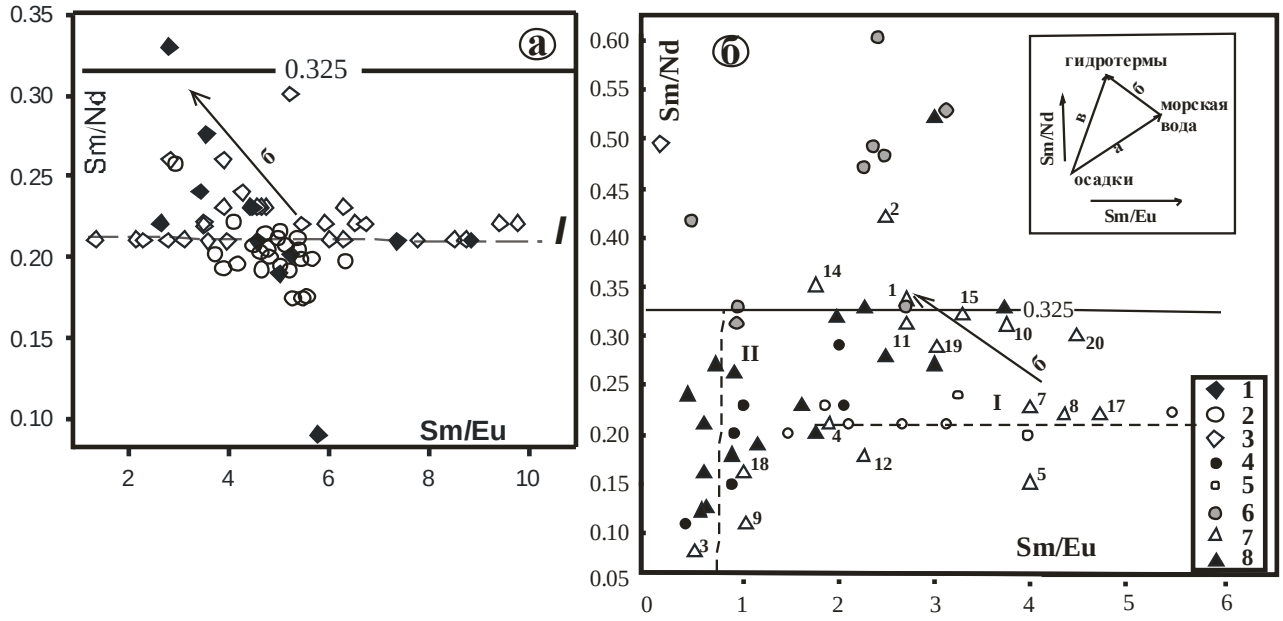


Рис. 1. Положение изученных метаморфических и магматических пород Сихотэ-Алиня на диаграмме Sm/Nd-Sm/Eu

а - породы и руды триасовой кремневой формации: силикатно-магнетитовые руды (1) и яшмы (2) Широкопаднинской площади, марганцевосиликатные породы Горной площади (3); б - магматические породы: Владимиро-Александровского массива (4), сергеевского (5) и калиновского (6) комплексов. Метаморфические породы: залежей Белогорского (7) и Дальнегорского боросиликатного месторождений (8). Изолиния 0.325 ограничивает максимально возможное Sm/Nd в магматических породах сергеевского комплекса и Владимиро-Александровского массива. На рис. 1 б (см. врезку) и рис. 1 а стрелками схематически показаны усредненные векторы (а, б, в) изменения состава пород и их протолитов (осадков с Sm/Nd и Sm/Eu характеристиками пород Владимиро-Александровского массива) в результате взаимодействия с морской водой и гидротермальными растворами.

Приуроченность точек к трендам (1-4) (рис. 2) не зависит от петрохимических особенностей магматических пород, а определяется только их возрастом и типом мантийного источника (Казаченко, Перевозникова, 2023).

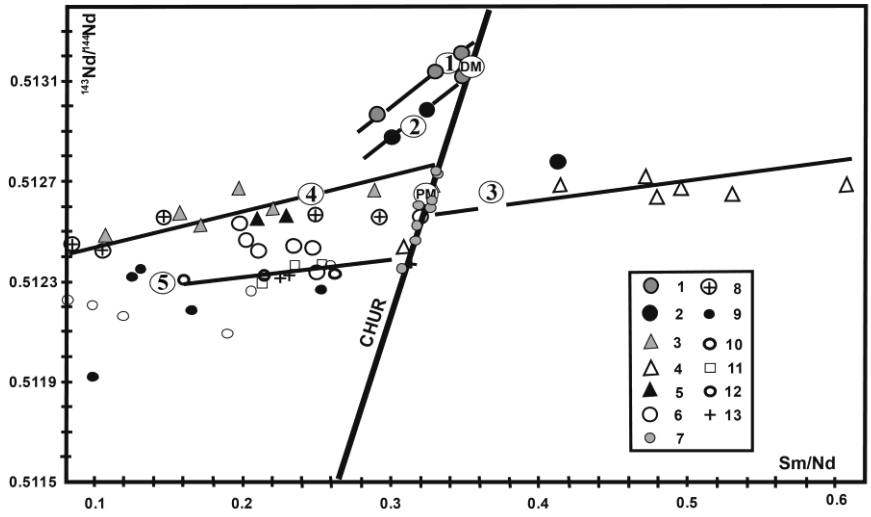


Рис. 2. Положение точек изученных пород на диаграмме $^{143}Nd/^{144}Nd$ - Sm/Nd для базит-гипербазитовых комплексов Сихотэ-Алиня (Казаченко, Перевозникова, 2023, с изменениями и дополнениями)

1 - авдокимовский комплекс; 2 - массив окрестностей с. Дальний Кут; 3 - Владимиро-Александровский массив; 4 - калиновский комплекс (окрестности с. Верхняя Бреевка); 5,6 – сергеевский комплекс: окрестности с. Каменка (5) и с. Сергеевка (6); 7 – хондриты по Ю.А. Костицыну (Костицын, 2004); DM и PM (в кружках) – деплетированная и примитивная мантии, соответственно; 8-10 – месторождения: Белогорское (8), Дальнегорское боросиликатное (9) и Николаевское (10); 11-13 – триасовая кремневая формация: силикатно-магнетитовые руды (11) и марганцевосиликатные породы (12) Широкопаднинской площади, марганцевосиликатные породы Горной площади (13). Цифры в кружках - номера трендов.

Закономерное изменение в сергеевских базитах Sm/Nd и $^{143}Nd/^{144}Nd$ (от значений в породах Владимиро-Александровского массива до значений в марганцевосиликатных породах и силикатно-магнетитовых рудах - см. тренд 5 на рис.2), изотопного состава Pb и Sr, а также тяготение точек этих пород к тренду I (см. рис. 1б) обусловлено процессами их диафтореза во время средне-позднеюрской аккреции, протекавшего с участием морской воды (неопубликованные данные). Точки пород залежей Белогорского месторождения приурочены к тренду 4 (см. рис. 2)**.** Их положение указывает на источник вещества, относящийся к сергеевскому комплексу или аналогичный владимиро-александровским габброидам, а также на отсутствие значительного фракционирования Sm и Nd в осадках по сравнению с материнскими породами. На диаграмме (см. рис. 2) точки пород Дальнегорского боросиликатного месторождения из-за изменения первичных (магматических) характеристик под воздействием морской воды образуют шлейф от тренда 4 габброидов Владимиро-Александровского массива и базитов сергеевского комплекса (с неизмененными диафторезом характеристиками) к тренду 5 метаморфизованных металлоносных осадков триасовой кремневой формации, а Николаевского – тяготеют к последнему.

Особенности REE-спектров части образцов Белогорского (3, 4, 9, 12, 18 на рис. 3*а*) и большинства Дальнегорского боросиликатного месторождений - более высокие (нормированные по хондритам) содержания легких REE относительно тяжелых, а также резко выраженные максимумы Eu и минимумы Sm, указывают на габброиды (как источники вещества), близкие по геохимическим параметрам к породам Владимиро-Александровского массива (рис. 4*а*). Этот вывод подтверждается и приуроченностью соответствующих им точек к тренду II (рис. 1*б*). Остальные образцы Белогорского и Дальнегорского боросиликатного месторождений по особенностям их REE-спектров (см. рис. 3*а,б*) и положению точек на диаграмме (см. рис. 1*б*), соответствуют продуктам экзогенного разрушения габброидов, первичные (габброидные) значения Sm/Nd и Sm/Eu в которых были изменены взаимодействием с морской водой (при осадкообразовании, диагенезе или во время позднеюрско-раннемеловой аккреции), гидротермальными процессами или взаимодействием с морской водой и гидротермальными процессами. Из них образцы 2, 14 Белогорского и некоторые образцы Дальнегорского боросиликатного месторождений являются метаморфизованными осадками, испытавшими, главным образом, интенсивные гидротермальные изменения. В их REE-спектрах сохранились слабо выраженные Eu-максимумы и, иногда, Sm-минимумы (см. рис. 3*а*). Прочие образцы Белогорского и Дальнегорского боросиликатного месторождений представляют собой метаморфизованные осадки, первичные (габброидные) значения Sm/Nd и Sm/Eu в которых были в разной степени изменены под воздействием морской воды и гидротермальных растворов. Из-за

влияния морской воды их спектрам (см. рис. 3*б*) свойственны характерные признаки яшм и метаморфизованных аналогов металлоносных осадков триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня – марганцевосиликатных пород и силикатно-магнетитовых руд (рис. 4, *б*).

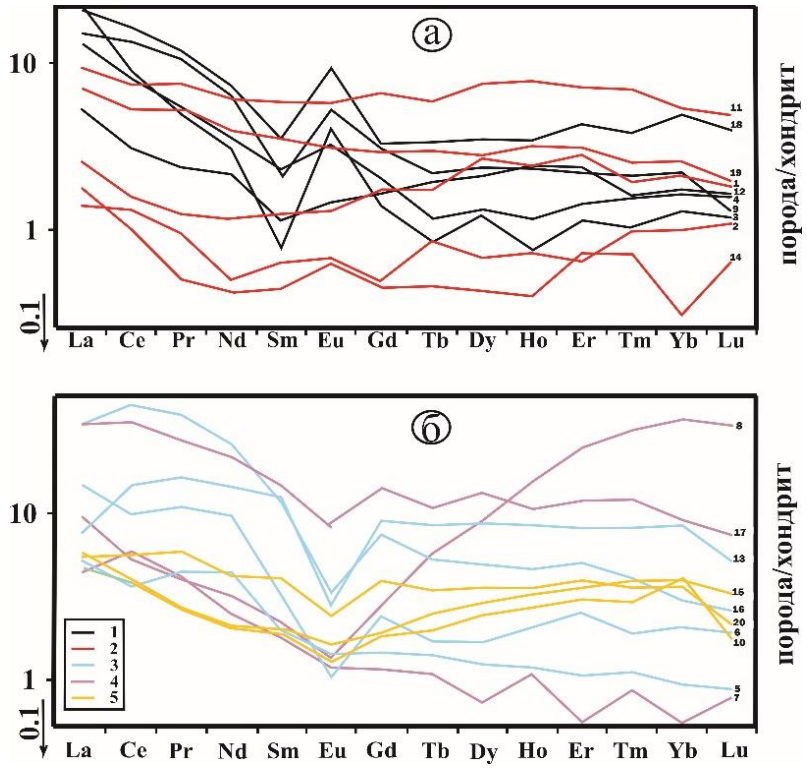


Рис. 3. REE-спектры метаморфических пород основных залежей Белогорского месторождения

Разным цветом выделены группы спектров с соответствующими им точками, занимающими разное положение относительно трендов I и II (см. рис. 1 б): 1, 2 – расположенными на тренде II (или вблизи него) в пределах (1) или за пределами (2) возможных значений Sm/Nd для габброидов Владимиро-Александровского массива (а); 3-5 – расположенными на тренде I (4), ниже (3) или выше (5) него (б)

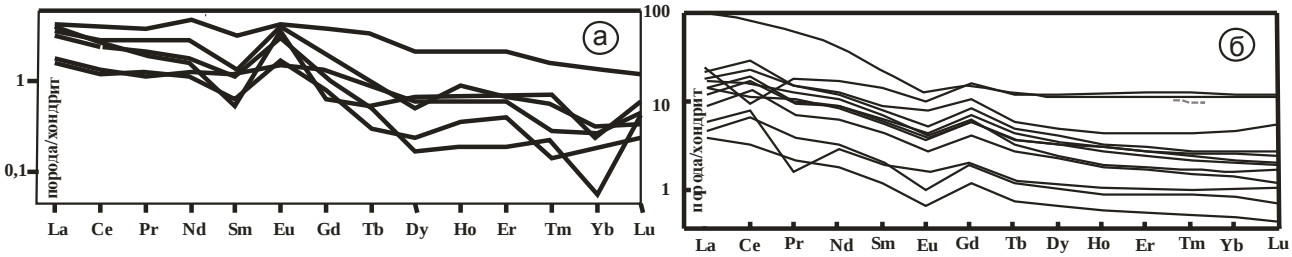


Рис. 4. REE-спектры пород Владимиро-Александровского массива (а) и марганцевосиликатных пород Горной площади (б)

Эти признаки заключаются в наличии Eu-минимумов и Gd-максимумов. Вследствие влияния морской воды некоторые точки изученных образцов Белогорского (7, 8, 17) и Дальнегорского боросиликатного месторождений приурочены к тренду I (рис. 1*б*). Влиянием морской воды на значения Sm/Nd и Sm/Eu объясняется и заметное смещение точек некоторых образцов Белогорского (4,12) и Дальнегорского боросиликатного месторождений от тренда II к тренду I (см. рис. 1*б*).

Таким образом, смещение некоторых точек Белогорского и Дальнегорского боросиликатного месторождений от тренда II к тренду I вдоль вектора а или приуроченность к тренду I (см. рис. 1б) обусловлены разной степенью воздействия морской воды на продукты экзогенного разрушения габброидов. Особенностями этого процесса являлось приближение величины Sm/Nd к значению в морской воде (0.21). Отклонение точек яшм и метаморфизованных металлоносных осадков от тренда I (см. рис. 1а) вдоль вектора б обусловлено изменением Sm/Nd и Sm/Eu из-за воздействия подвижной флюидной фазы при метаморфизме**.** Аналогично, образцы упомянутых месторождений, точки которых тоже расположены вне трендов I и II, соответствуют продуктам гидротермального преобразования метаморфических пород с предварительно (в осадках) измененными в различной степени под

воздействием морской воды первичными (габброидными) значениями Sm/Nd и Sm/Eu. В их REE-спектрах, как уже отмечалось выше, сохранились Eu-минимумы и Gd-максимумы (см. рис. 3б), характерные для хемогенно-биогенных отложений триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. С возрастанием степени гидротермального изменения (спектры 1, 11, 19 на рис. 3а) наблюдается значительное упрощение и выравнивание спектров на всем их протяжении.

Таким образом, смещение точек от тренда I вдоль вектора б (см. врезку на рис. 1б), а также упрощение и выполаживание некоторых REE-спектров (см. рис. 3а,б) являются общими особенностями измененных гидротермальными процессами образцов Белогорского и Дальнегорского боросиликатного месторождений, а также яшм и марганцевосиликатных пород и силикатно-магнетитовых руд триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. В целом, из сравнения рисунков рис. 1б и рис. 1а видно, что особенности распределения точек пород Белогорского и Дальнегорского боросиликатного месторождений, триасовых яшм, марганцевосиликатных пород и силикатно-магнетитовых руд, за некоторыми исключениями, одинаковые. В обоих случаях они обусловлены влиянием морской воды на исходные осадки и гидротермальных растворов на их метаморфизованные аналоги. Исключениями являются отсутствие точек яшм и метаморфизованных триасовых металлоносных осадков на тренде II в силу хемогенно-биогенной природы их протолитов и относительно небольшое количество точек Белогорского и Дальнегорского боросиликатного месторождений на тренде I. Последнее обстоятельство связано с разной (не всегда предельной) степенью изменения первичных значений Sm/Nd в протолитах пород (осадках) месторождений под влиянием морской воды и более широким проявлением гидротермальных процессов.

Изученные образцы Николаевского месторождения по особенностям REE-спектров - более высоких (нормированных по хондритам) содержаниях легких REE относительно тяжелых, наличию Eu-минимумов и Gd-максимумов, а также положению на диаграммах $^{143}Nd/^{144}Nd$-Sm/Nd и Sm/Nd-Sm/Eu аналогичны яшмам и метаморфизованным металлоносным осадкам триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Это указывает на хемогенную природу их протолитов или малую размерность терригенных частиц в исходном осадке, обеспечивавшую высокую степень обмена REE с морской водой.

Таким образом, залежи полиметаллических, боросиликатных и железорудных объектов, как показано на примере Дальнегорского боросиликатного, Николаевского полиметаллического и Белогорского железорудного месторождений, характеризуются изотопными и геохимическими признаками, указывающими на участие морской воды в их образовании и, соответственно, на их осадочное происхождение. Судя по особенностям REE-спектров и положению точек пород на диаграмме Sm/Nd-Sm/Eu степень влияния морской воды на геохимические параметры их протолитов возрастала с увеличением глубины осадконакопления (и, соответственно, зависела от природы или размерности частиц в осадках) в следующей последовательности: боросиликатные, железорудные и полиметаллические месторождения.

Литература

Казаченко В.Т. Изотопная (Sm-Nd) и геохимическая (Nb/Y-Zr/Y) систематика базит-гипербазитовых комплексов Сихотэ-Алиня / В.Т. Казаченко, Е.В. Перевозникова // Геохимия. – 2023. – Т. 68. – № 4. – С. 341-366.

Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? /Ю.А. Костицын // Петрология. – 2004. – Т.12. – №5. – С. 451-466.

Faure G. Principles of Isotope Geology / G.Faure. – John Wiley & Sons. – New York, 1986. – 520p.

Isotopic and geochemical signs of sedimentary origin of boron, polymetallic and iron ore deposits in the South of Sikhote-Alin

Kazachenko V.T.[1], Perevoznikova E.V.[1]

[1]-Far Eastern Geological Institute FEB RAS. Russia, 690022, Vladivostok, vkazachenko@mail.ru

Deposits of polymetallic, borosilicate and iron ore objects of the South Sikhote-Alin (on the example of Dalnegorsk borosilicate, Nikolaevsk polymetallic and Belogorsk iron ore deposits) are characterized by isotopic and geochemical features indicating the participation of sea water in their formation and, accordingly, the sedimentary origin of their protoliths. Judging by the features of REE spectra and the position of rock points on the Sm/Nd-Sm/Eu diagram, the degree of influence of sea water on the geochemical parameters of their protoliths increased with increasing depth of sedimentation (and depended on the nature or size of particles in the sediments) in the following sequence: borosilicate, iron ore and polymetallic deposits.

Keywords: ore deposits, geochemistry, Sikhote-Alin

УДК 551.89

Литогенез и палеогеографические закономерности формирования лёссовых отложений Русской равнины

Калинин П.И.[1], Кудреватых И.Ю.[1], Панин П.Г.[2], Карпухина Н.В.[2]

[1] – Институт Физико-Химических и Биологических Проблем Почвоведения РАН. Россия, 142290, г. Пущино, ул. Институтская, дом 2, корпус 2, kalinin331@rambler.ru

[2] – Институт Географии РАН. Россия, 119017, Москва, Старомонетный переулок, дом 29, строение 4, pgpanin@igras.ru

Лёссово-почвенная формация – это крупный комплекс континентальных отложений преимущественно плейстоценового возраста, возникший в условиях чередования ледниковых и межледниковых эпох. Несмотря на то, что изучение лёссов Русской равнины имеет более чем вековую историю, большинство научных заключений об их генезисе носят характер гипотез, слабо обеспеченных данными естественно-научных анализов как самих лёссов, так и потенциальных источников их формирования. В связи с этим, целью данной работы было определение и характеристика основных стадий литогенеза лёссов Русской равнины. Для этого были изучены литологические особенности лёссовых отложений в рамках трансекты от Среднерусской возвышенности до Северо-Западного Кавказа (разрезы Отказное, Порт-Катон, Шабельское, Мелекино, Стрелица, Венев). Проведен сравнительный анализ химического и гранулометрического состава лёссов и потенциальных источников минеральной пыли, определены этапы дифференциации первичных магматических пород, послуживших источниками лёссового алеврита, реконструированы основные направления эолового переноса, механизмы поступления и преобразования пыли.

Ключевые слова: эоловый перенос, морена, лёсс

Лёссово-почвенная формация – это крупный комплекс континентальных отложений преимущественно плейстоценового возраста, возникший в условиях чередования ледниковых и межледниковых эпох. Формирование лёссов происходило в особых криоаридных условиях ледниковий под влиянием комплекса субаэральных процессов, в которых преобладала седиментация из воздуха алевритового материала (Velichko, 1990). Лессовые отложения Русской равнины являются одними из наиболее полных субаэральных природных архивов четвертичного периода на Евразийском континенте. Они формируют почти сплошной покров южнее границы последнего оледенения, а спектр разновозрастных горизонтов лёссов и погребенных почв позволяет прочитать историю ландшафтов и климата на протяжении более 1 млн. лет.

Несмотря на то, что изучение лёссов Русской равнины имеет более чем вековую историю, большинство научных заключений о генезисе лёсса носят характер гипотез, слабо обеспеченных данными естественно-научных анализов как самих лёссов, так и потенциальных источников их формирования (Кригер, 1965). Вся сложная цепочка процессов, которые привели к формированию лёссов, начиная от мобилизации вещества и заканчивая преобразованием эоловой пыли, является крайне дискуссионной.

Сравнительный литологический анализ соседних лёссовых регионов Европы, Средней Азии, Китая позволил получить общую картину механизма формирования лёссового пояса Евразии (Yanrong Li, 2020). На данный момент среди ученых превалирует мнение о том, что основным источником материала для лёссов Русской равнины была континентальная ледниковая область, покрывавшая Балтийский щит. Исходный материал транспортировался на юг в равнинные районы по рекам Днепр, Дон и Волга (Smalley, 2009). Дальнейший эоловый перенос алеврита из аллювиальных отложений был обеспечен западными ветрами из Северной Атлантики (Jefferson et al.,2003). Но так как масштабного сравнительного литологического анализа лёссов Русской равнины не проводилось, эта гипотеза по-прежнему недостаточно подтверждена. Отсутствие литологической информации о составе лёссов и потенциальных источниках минеральной пыли приводят к опасениям, что прямые аналогии с механизмами формирования аллювиальных лессов Северной Америки и Дуная могут привести к ошибкам литогенеза лёссов Русской равнины. В отличие от многих лессовых областей, регион имеет ряд специфических характеристик, которые могут значительно усложнять механизм осадконакопления.

В связи с этим, целью данной работы было определение и характеристика основных стадий литогенеза лёссов Русской равнины. Для этого были изучены литологические особенности конечных морен и лёссовых отложений в рамках трансекты от Среднерусской возвышенности до Северо-Западного Кавказа (разрезы Отказное, Порт-Катон, Шабельское, Мелекино, Стрелица, Венев). Изученная территория охватывает основной ареал распространения лёссов и лёссовидных суглинков европейской части России.

Результаты исследования показали, что гранулометрический состав лёссовых отложений Предкавказья, Азово-Кубанской низменности и Среднерусской возвышенности демонстрирует свою схожесть с преобладанием фракции крупной пыли (0,01-0,05 мм). В Приазовье по сравнению со Среднерусской возвышенностью среднее содержание песка уменьшается в 2 раза, а содержание пыли растет. Лессы Среднерусской возвышенности имеют более песчаный, приближающийся по своим свойствам к конечным моренам, состав. Лессы Предкавказья занимают промежуточную позицию между Приазовскими и лёссами Среднерусской возвышенности. Они менее дифференцированы и имеют песчано-алевритовый состав.

Лёссы имеют схожий химический состав с преобладанием SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, K_2O. В масштабе континента он наиболее близок к отложениям Китайского лессового плато и Средней Азии. Лёссы обеднены большинством породообразующих элементов (Al_2O3, SiO_2, Fe_2O_3, Na_2O, MgO, K_2O) относительно верхней континентальной коры (UCC) и пород ближайших кристаллических щитов (Балтийского и Украинского). Это указывает на их зрелость и значительное преобразование в процессе литогенеза.

Обеднение лёссовых отложений большинством макроэлементов и их схожесть с составом конечных морен говорит о том, что их источником послужили не первичные породы Балтийского щита, а отложения покровных ледников. Причем лессовый материал формировались не из механически измельченных магматических пород щита, а из продуктов его гипергенной трансформации, при которой происходило разрушение первичных (плагиоклазов, биотита, пироксенов) и формирование вторичных глинистых минералов. В результате, для лёссов характерно низкое содержание Na_2O, MgO, K_2O, Fe_2O_3 и высокое содержание TiO_2 и Zr, вызванное остаточным обогащением устойчивыми к выветриванию минералами тяжелой фракции. Повышенное содержание CaO объясняется наличием в лёссах значительного количества карбонатов, источниками которых являлись отложения осадочного чехла Русской равнины.

Таким образом, лессы Русской равнины имеют схожий состав, близкий к гарнодиаритовому. В то же время, в региональном масштабе прослеживается тенденция к увеличению содержания Al_2O_3, K_2O и Fe_2O_3 с севера на юг и снижение в этом направлении SiO_2. В этом же направлении снижается связь K_2O, Na_2O и MgO с первичными силикатами и растет с филлосиликатами и солями. Эти данные указывают на рост содержание филлосиликатов с севера на юг и снижение содержания кварца и полевых шпатов. Этот тренд подтверждается данными гранулометрического анализа, в частности ростом с севера на юг илистой фракции и уменьшения в этом направлении фракций песка. При общем достаточно близком химическом составе лессов, подобное направленное изменение может быть вызвано региональной гравитационной дифференциацией при переносе пыли с севера на юг, что, в свою очередь, подразумевает источник алеврита, который находился на севере.

Полученные данные показывают, что основным источником минеральной пыли для лёссов Русской равнины были не механически измельченные и переотложенные магматические породы Фенноскандинавского щита или горных массивов, а ледниковые отложения, глубоко преобразованные процессами выветривания еще на стадии мобилизации. Первой стадией осадочной дифференциации алеврита являлось физическое выветривание пород под воздействием ледника. Второй – химическое выветривание ледниковых отложений после его таяния. Третьей стадией являлась гравитационная минеральная сортировка алеврита морен. При четвертой стадии гипергенно-преобразованные ледниковые отложения претерпели водную сортировку и растворение под воздействием речных потоков равнинных рек. Но большинство изученных лёссов Русской равнины, кроме предкавказских, имеют запись только первых трех дифференциаций. Это говорит о том, что морены были основным источником, служившим хранилищем минеральной пыли. Наличие как минимум двух стадий осадочной дифференциации перед эоловым осаждением является ключевым отличием лёссового литогенеза на Русской равнине от формирования лёссов в неледниковых регионах.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант РНФ 23-27-00145)

Литература

Кригер Н.И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. – Изд-во «Наука», 1965. – 295с.

Jefferson, I.F. Engineering geology of loess and loess-like deposits: a commentary on the Russian literature / Evstatiev D., Karastanev D., Mavlyanova N.G., Smalley I.J. // Engineering Geology. – 2003. –Vol. 68 (3-4). - P. 333-351.

Li, Y.R. Loess genesis and worldwide distribution / Shi W.H., Aydin A., Beroya-Eitner M.A., Gao G.H. // Earth Sci. Rev. – 2020. – V. 201.

Smalley, I. Rivers and loess: the significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation / O'Hara-Dhand K., Wint J., Machalett B., Jary Z., Jefferson I. // Quaternary International. - 2009. V. 198 (1-2). – P. 7-18.

Velichko, A. A. Loess-paleosol Formation on the Russian plain // Quat. Int. – 1990. № 7-8. – P. 103–114.

Lithogenesis and paleogeographic regularities in the formation of loess-soil series in the Russian Plain

Kalinin P.I.[1], Kudrevatykh I.Y.[1], Panin P.G.[2], Karpukhina N.V.[2]

[1] Institute of physicochemical and biological problems in soil science RAS, Russia, 142290 Pushchino, house 2, building 2, kalinin331@rambler.ru

[2] Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, 119017, Moscow, Staromonetny lane, 29, building 4, pgpanin@igras.ru

The loess deposits of the Russian Plain are one of the most complete subaerial natural archives of the Quaternary period in the Eurasian continent, the origin of which is poorly understood. The whole complex chain of processes that led to the formation of loess, from the mobilization of matter to the transformation of aeolian dust, causes controversy and discussion. At the moment, there is no generally accepted theory of the formation of loess in the Russian Plain. A large-scale analysis of the lithological properties of loess deposits is lacking, as well as generalizations about dust sources. In this regard, the aim of this work was to identify and characterize the main stages of lithogenesis of loess in the Russian Plain. For this, the lithological features of loess deposits were studied along the transect from the Central Russian Upland to the Northwestern Caucasus (sections Otkaznoye, Port-Katon, Shabelskoye, Melekino, Strelitza, Venev). A comparative analysis of the chemical and granulometric composition of loess and potential sources of mineral dust was carried out, the stages of differentiation of primary igneous rocks that served as sources of loess silt were determined, the main directions of eolian transport, the mechanisms of dust supply and transformation were reconstructed.

Keywords: eolian transport, moraine, loess

УДК 551.3.051.5
Оползневые структуры в терригенно-карбонатных породах Кочкарского антиклинория (Ю. Урал)

Кисин А.Ю.[1,2], Притчин М.Е.[1], Озорнин Д.А.[1]

1 - Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, ул. Вонсовского, 15, kissin@igg.uran.ru

2 – Уральский государственный горный университет

В состав метаморфического обрамления гранитогнейсовых куполов Кочкарского антиклинория (Ю. Урал) входит терригенно-карбонатная толща (C_1), испытавшая зональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Границы антиклинория проводятся по надвигам, падающим под смежные структуры, сложенные вулканогенно-осадочными породами S_1-D_2 возраста. Время заложения надвига D_3. Встает вопрос о причинах появления в лежачем боку надвига морских мелководных отложения C_1 возраста. Светлинским золоторудным карьером зона надвига (западная граница антиклинория) вскрыта до глубины 250 м. В терригенно-карбонатных отложениях выявлены оползневые структуры, падающие в направлении надвига под углами до 70° и прослеженные на глубину около 100 м. На верхних горизонтах в оползневых структурах сохранились фаунистические остатки и полости газовых обособлений. Появление мелководного морского бассейна объясняется прогибанием коры под надвиговой пластиной. Прогрессирующий наклон дна бассейна в сторону надвига и сейсмические события, сопровождающие надвигание, провоцировали разжижение осадков, возникновение оползневых структур и резкое увеличение терригенно-карбонатной толщи. Зональный метаморфизм и метасоматические процессы вызванные куполообразованием привели к образованию мраморов различного состава с линзами песчаников. В редких случаях оползневые структуры наблюдаются в текстурных особенностях мраморов. Оползневые структуры в терригенно-карбонатной толще выявлены и в восточной части антиклинория, но здесь они вызваны внедрением плагиогранитов Пластовского массива. Обнаружение оползневых структур в терригенно-карбонатных толщах

Кочкарского антиклинория ставит вопрос о глубине формирования гранитогнейсовых куполов в его структуре.

Ключевые слова: антиклинорий, осадочные породы, оползни

Кочкарский антиклинорий входит в так называемую Главную Гранитную ось Урала и имеет типичное строение для слагающих ее образований: гранитогнейсовые купольные структуры с анатектическими гранитами и метаморфическим обрамлением. В состав метаморфического обрамления входит терригенно-карбонатная толща, испытавшая зональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации, вблизи куполов, до зеленосланцевой на периферии. Возраст по фаунистическим остаткам C_1. Границы антиклинория проводятся по надвигам, падающим под смежные структуры, сложенные вулканогенно-осадочными породами S_1-D_2 возраста. Время заложения надвига D_3. Встает вопрос: почему в лежачем боку надвига появились раннекаменноугольные морские мелководные отложения?

Светлинское месторождение золота расположено в зоне такого надвига западного падения. В настоящее время глубина карьера достигает 250 м, что позволило изучить характер тектонического контакта и определиться с образованием терригенно-карбонатных отложений C_1, вскрытых в его восточном борту.

На верхнем горизонте карьера среди мраморов сохранился крупный останец темного мраморизованного известняка с фаунистическими остатками визейского возраста с хорошо сохранившимися оползневыми структурами (рис. 1а). На это указывают: быстро меняющиеся простирания и углы падения слоистости, от пологих до субвертикальных; признаки вращения отдельных блоков; многочисленные подвороты; полости с признаками обособления газовой фазы. Мраморизованные известняки контактируют с белым мелкозернистым доломитом с визейской фауной. Местами в доломите сохраняются фрагменты оползневых структур. В северо-восточном борту карьера в белом мраморе наблюдаются участки содержащие мелкие линзы песчаника (рис. 1б). Линзы сложно деформированы, с подворотами, резким изменением мощности, простирания и падения. Здесь же встречаются сложно извилистые ленты мелкозернистых образований карбонатного состава, иногда с кварцем.

Темные известняки (см. рис. 1а) прослеживаются вниз в борту следующего уступа на 12-15 м и постепенно сменяются белым мрамором. Еще ниже, на глубине около 50 м мрамор сменяется крупнозернистыми карбонатными песками с глиняным цементом и карбонатными стяжениями округлой формы. Часть стяжений контролируется многочисленными прямолинейными трещинами скалывания различной ориентировки; другая часть, преимущественно крупных и почковидных стяжений образует крутопадающие на запад «потоки» (рис. 1в). Предполагается, что это тоже оползневые структуры, хотя механизм их формирования не совсем понятен. Но это не карстовые образования, поскольку на поверхности стяжений наблюдаются скопления кристаллов светлого флогопита до 3 мм в поперечнике. На этом же горизонте, в 100 м севернее оползневые структуры в мраморе представлены относительно крупными конусообразными скрутками с пологой осью вращения. Длина скрутки 1,5-2 м, диаметр в утоненной части 25-30 см, а в утолщенной 50-80 см; толщина слоев в скрутке 3-5 см. Еще ниже, на глубине около 100 м оползневые структуры наблюдаются в плотном светло-сером мраморе (рис. 1г). Уровень метаморфизма здесь несколько выше. Более глубокими горизонтами оползневые структуры пока не вскрыты.

Разломов листрического типа, т.е. когда крупные массы пород срываются вниз и испытывают вращение против часовой стрелки, в терригенно-карбонатных породах в карьере не наблюдается. Напротив, мы наблюдаем срывы по границам отдельных, слабо литифицированных обводненных слойков. Более того, углы падения слойков часто очень крутые, до субвертикальных, что трудно объяснить деформацией сильно обводненных осадков, которые сползают уже при угле наклона первые градусы.

Появление раннекаменноугольных терригенно-карбонатных отложений в лежачем боку позднедевонского надвига можно объяснить прогибанием участка коры в результате вертикальной нагрузки (Кисин, Коротеев, 2017; Кисин и др., 2022) и возникновения мелководного морского бассейна. Для возникновения оползневых структур необходимы некоторые условия: изменение наклона дна бассейна и возникновение причины гравитационной неустойчивости осадка. Поскольку в пределах карьера все оползневые структуры имеют западное падение, то лежачее крыло активного надвига продолжало прогибаться и днище бассейна приобретало западное падение. Периодическая потеря гравитационной неустойчивости обводненного осадка могла быть вызвана сейсмическими событиями, неизбежными при активном надвиге. В результате сейсмических ударов терригенно-карбонатные отложения разжижаются и приобретают высокую текучесть, проникая в крупные полости и трещины (Гаврилов, 2018). Периодическое сползание осадков в направлении надвига вело к быстрому наращиванию их мощности, увеличению угла падения погребенных оползней, отделению газовой и жидкой фазы, уплотнению пород, увеличению вертикальной нагрузки на кору лежачего бока надвига. В обводненных осадках оползней фаунистические остатки обычно не испытывают деформаций, чем

объясняется их высокая степень сохранности, несмотря на интенсивные сложные деформации пород. Непостоянство минерального и химического состава терригенно-карбонатных отложений обеспечило сохранность оползневых структур при метаморфизме и мраморизации на некоторых участках толщи (см. рис. 1г).

Исходя из выше сказанного, возникает вопрос о глубине формирования Светлинского месторождения золота: на одном горизонте находятся мраморизованные известняки с оползневыми структурами и газовыми полостями (см. рис. 1а) и рудное золото.

В восточной части антиклинория также обнаружены оползневые структуры в терригенно-карбонатной толще (рис. 2). Данный участок терригенно-карбонатной толщи расположен далеко от зоны надвига, падающего на восток. Здесь оползневые структуры имеют падение в западных румбах и более пологое. Причина появления раннекаменноугольных осадочный отложений та же, что на Светлинском месторождении. Появление наклона дна бассейна на запад, а не в направлении надвига, можно объяснить интрузией Пластовского плагиогранитного массива (C_1), расположенного в нескольких десятках метров восточнее обнажений с оползневыми структурами.

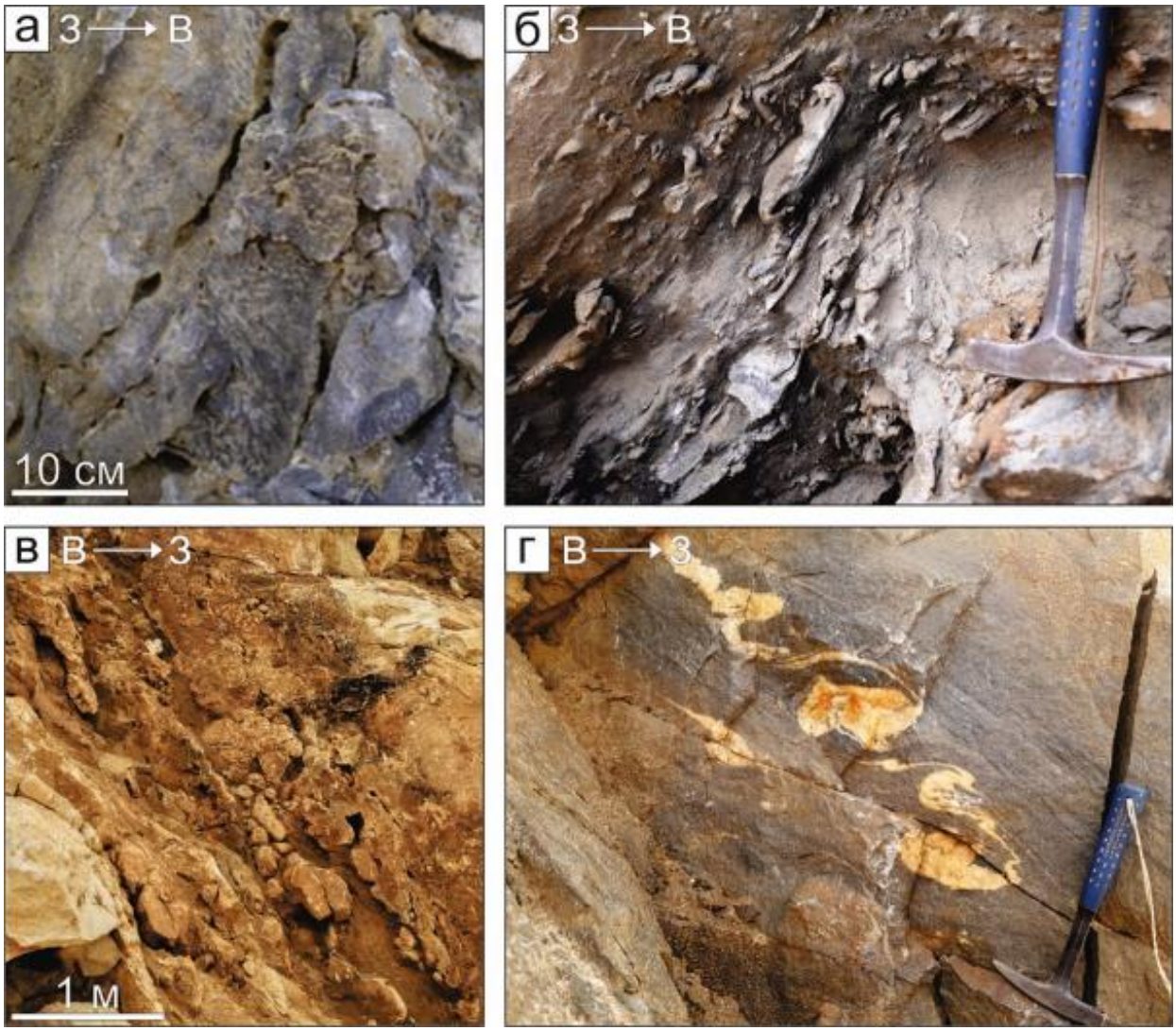


Рис. 1. Оползневые структуры в терригенно-карбонатных отложениях Светлинского карьера

(а) в мраморизованных известняках с щелевидными газовыми полостями (верхний уступ), (б) в мраморе с деформированными линзочками кварцито-песчаника (глубина около 30 м), (в) карбонатные стяжения в слабо консолидированных глинисто-кальцитовых телах среди мрамора (глубина около 50 м), (г) в мраморе (глубина около 100 м)



Рис. 2. Оползневые структуры в мраморе в плотике Еленинской золотоносной россыпи в восточной части антиклинория (вид на юг)

Таким образом, обнаружение оползневых структур в раннекаменноугольной терригенно-карбонатной толще Кочкарского антиклинория позволяет иначе интерпретировать некоторые моменты геологической истории его развития. Время их формирования соответствует коллизионному этапу развития Урала.

Аналогичные оползневые структуры могут быть и в других антиклинориях Главного Гранитного пояса Южного Урала.

Работа выполнена в рамках Госзадания № Гос. учета НИОКТР 123011800011-2 «Рудообразующие процессы и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых во внутриплитных коллизионно-складчатых поясах»

Литература

Гаврилов, Ю.О. Конседиментационная сейсмичность и литогенез в бассейнах подвижных областей / Ю.О. Гаврилов // Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра. Материалы 12 уральского литологического совещания. / ИГГ УрО РАН. – Екатеринбург, 2018. – С. 63-69.

Кисин, А.Ю. Блоковая складчатость и рудогенез / А.Ю. Кисин, В.А. Коротеев. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. – 346 с.

Кисин, А.Ю. Геолого-структурная позиция Светлинского месторождения золота (Южный Урал) / А.Ю. Кисин, М.Е. Притчин, Д.А. Озорнин // Записки Горного института. – 2022. – Т. 255. – С. 369-376. DOI: 10.31897/PMI.2022.46

Landslide structures in terrigenous-carbonate rocks of the Kochkar anticlinorium (Southern Urals)

Kisin A.Yu.[1,2], Pritchin M.E.[1], Ozornin D.A.[1]

1 - Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Vonsovsky str., 15, kissin@igg.uran.ru

2 – Ural State Mining University

The metamorphic framing of granite-gneiss domes of the Kochkar anticlinorium (Southern Urals) includes a terrigenous-carbonate strata (C1) that has experienced zonal metamorphism in the conditions of the epidote-amphibolite to greenschist facies. The boundaries of the anticlinorium correspond to thrusts falling under contiguous structures, are composed of volcanogenic sedimentary rocks of S1-D2 age. The time of formation of the thrust is D3. The question arises about the causes of the appearance of shallow marine sediments of C1 age in the footwall of the thrust. The Svetlinskoe gold ore quarry penetrated the thrust zone (the western border of the anticlinorium) to a depth of 250 m. In terrigenous-carbonate sediments, landslide structures have been identified, falling in the direction of the thrust at angles up to 70° and traced to a depth of about 100 m. Faunal remains and

cavities of gas separations have been preserved in landslide structures on the upper horizons. The appearance of a shallow marine basin is explained by the deflection of the crust by the under-thrust plate. The progressive slope of the basin bottom towards the thrust and seismic events accompanying the thrusting provoked the liquefaction of sediments, the occurrence of landslide structures and a sharp increase in the terrigenous-carbonate strata. Zonal metamorphism and metasomatic processes caused by dome-formation led to the formation of marbles of various compositions with sandstone lenses. In rare cases, landslide structures are observed in the textural features of marbles. Landslide structures in the terrigenous-carbonate strata were also detected in the eastern part of the anticlinorium, but here they are caused by the introduction of plagiogranites of the Plast massif. The discovery of landslide structures in the terrigenous-carbonate strata of the Kochkar anticlinorium raises the question of the depth of formation of granite-gneiss domes in its structure.

Keywords: anticlinorium, sedimentary rocks, landslides

УДК 551.461.8
Особенности осадконакопления в юго-восточной части моря Лаптевых в голоцене по данным анализа ископаемых микроводорослей

Клювиткина Т.С.[1], Полякова Е.И.[1], Новичкова Е.А.[2]

1 – Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет. Россия, 119991, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы, t.klyuvitkina@mail.ru

2 – Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН. Россия, 117997, г. Москва, Нахимовский проспект, 36.

По материалам микропалеонтологического изучения осадков колонки PS51/080-13, полученной в мелководной юго-восточной части моря Лаптевых, в районе, прилегающем к дельте р. Лены, реконструирована эволюция условий осадконакопления за последние 6 тыс. календарных лет. Впервые получены количественные реконструкции летних палеотемператур морских поверхностных вод по данным анализа цист динофлагеллят. Установлены эпизоды возможных похолоданий на этапе накопления осадков в среднем и позднем голоцене.

Ключевые слова: море Лаптевых, палеореконструкции, цисты динофлагеллят.

Современный рельеф дна моря Лаптевых сформировался в результате, главным образом, изменений уровня моря в позднем плейстоцене и голоцене. Во время максимума последнего оледенения шельф был осушен и представлял собой арктическую лессово-ледовую равнину, где продолжали действовать флювиальные процессы в условиях не прекращающегося континентального стока (Аксенов и др., 1987; Sher et al., 2005). В настоящее время на шельфе установлены несколько ориентированных на север погребенных речных палеодолин, которые были основными центрами седиментации в ходе постгляциальной трансгрессии, завершившейся здесь около 5 тыс. лет назад (Kleiber, Niessen, 1999; Mueller-Lupp et al., 2000 и др.).

Сегодня, благодаря обильному речному стоку и ледообразованию на шельфе, море Лаптевых играет ключевую роль в формировании ледово-гидрологического режима всего Северного Ледовитого океана. Для понимания современных климатических процессов, происходящих в высоких широтах, необходим детальный анализ изменений морских природных условий в прошлом. Особенно важно изучение кратковременных климатических событий последних тысячелетий. Одним из самых точных способов восстановить характер изменений морской среды и климата считаются микропалеонтологические методы, среди которых важную роль играет анализ микроводорослей и, в их числе, морских органостенных цист динофлагеллят и пресноводных зеленых водорослей.

В сообщении представлены результаты микропалеонтологического изучения колонки донных осадков PS51/080-13 и, в том числе, первые реконструкции количественных значений средней летней палеотемпературы поверхностных вод в точке пробоотбора. Колонка PS51/080-13 отобрана в 1998 г. в российско-германской экспедиции TRANSDRIFT-V на научно-исследовательском судне «Поларштерн» в области мелководного внутреннего шельфа юго-восточной части моря Лаптевых, из восточной подводной долины р. Лены, к северо-востоку от устья Трофимовской протоки ее дельты. Колонка получена в точке с координатами 73°27’50” с.ш., 131°39’0” в.д., с глубины моря 21 м и вскрывает отложения общей мощностью 190 см. Осадки представляют собой глину алевритистую, темно-серую, пятнистую, со светло-серыми линзами и пятнами, черными включениями органического материала, пятнами сульфидов, фрагментами раковин моллюсков.

Возраст осадков определен с помощью ускорительной масс-спектрометрии (AMS^{14}C) в лаборатории имени Лейбница Университета г. Киль (Bauch et al., 2001). Получено четыре радиоуглеродных датировки. Радиоуглеродный возраст переведен в календарный с учетом поправки

на региональный резервуарный эффект (370 лет). Согласно датированию, колонка PS51/080-13 соответствует последним 6.0–0.9 тыс. календарных лет (верхняя часть керна утрачена при пробоотборе).

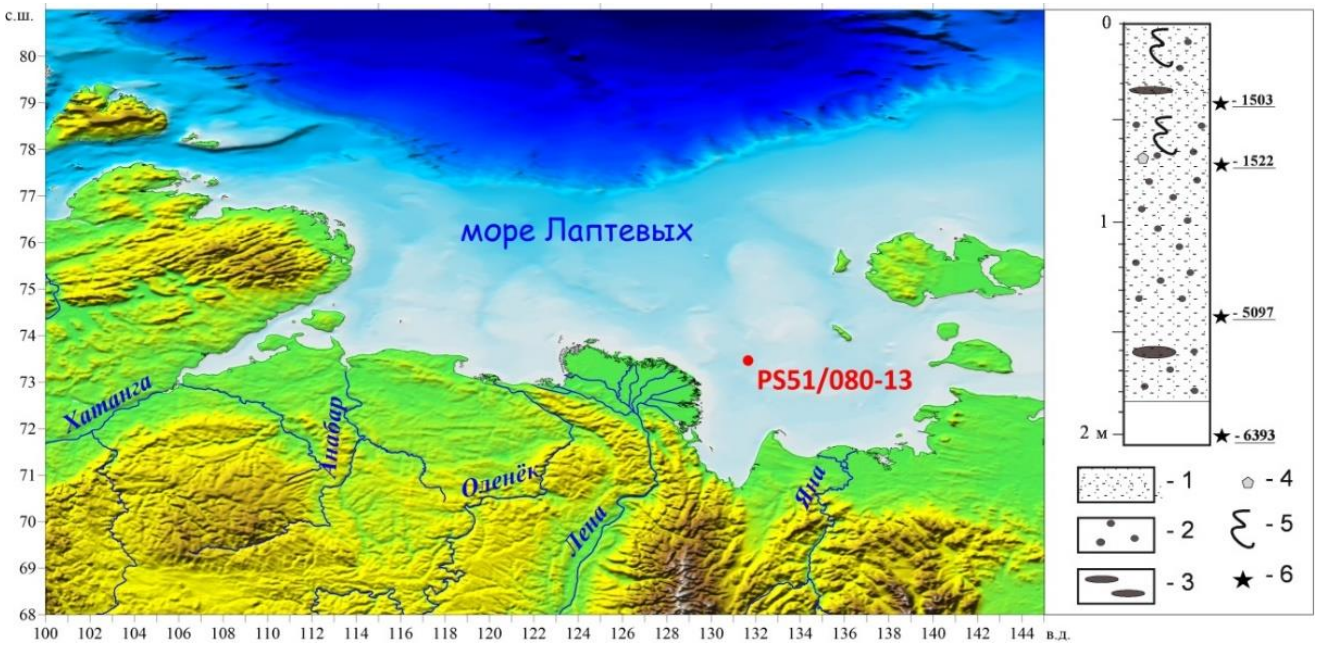


Рис. 1. Местоположение колонки PS51/080-13 в море Лаптевых и литологическая схема разреза (1 – глина алевритистая, 2 – пятна органики, 3 – темноцветные линзы, насыщенные органикой, 4 – древесина, 5 – биотурбация, 6 – календарный возраст)

Образцы на анализ микроводорослей отбирались с интервалом 5 см, всего изучено 33 образца. После пробоотбора образцы были заморожены и высушены в условиях вакуума с использованием установки Martin Christ Alfa-4. Химическая обработка проб осуществлялась по общепринятой палинологической методике (de Vernal, 2010). Для определения концентраций микроводорослей на начальной стадии в предварительно взвешенный осадок добавлялись таблетки, содержащие фиксированное количество спор *Lycopodium clavatum*. Для растворения карбонатов и кремнесодержащих частиц использовались соляная (HCl) и фтористоводородная (HF) кислоты. Для удаления из образцов пелитовых частиц препараты фильтровались через сито с диаметром пор 7–10 мкм. Исследования ассоциаций микроводорослей проводились под световым микроскопом Neovar 2 и Jenaval (Carl Zeiss) с увеличением в 400 и 1000 раз. В каждом образце было идентифицировано как минимум 100 цист динофлагеллят.

Диноцисты широко распространены в арктических шельфовых морях (динофлагелляты относятся к одним из основных компонентов морского фитопланктона) и, в отличие от многих других микроорганизмов, прекрасно сохраняются в донных осадках. Методической основой применения диноцист в палеоокеанологических исследованиях служит наличие обширной, постоянно пополняемой базы данных, охватывающей весь Мировой океан и, в частности, море Лаптевых (Kunz-Pirrung, 2001; de Vernal et al., 2020). В базу, содержащую на сегодняшний день 1968 поверхностных образцов, входят данные об ассоциациях диноцист (концентрации и видовой состав), а также об основных гидрологических параметрах морских поверхностных вод (de Vernal et al., 2020). Реконструировать изменения речного стока позволяют данные о содержании в осадках пресноводных зеленых водорослей, которые выносятся реками на шельфы арктических морей, а также об их соотношении с морскими диноцистами (Matthiessen et al., 2000 и др.).

Осадки колонки PS51/080-13 характеризуются абсолютным преобладанием цист динофлагеллят в составе органических микроводорослей. Концентрации диноцист варьируют от 500 до 3500 экз./г, их содержание максимально в нижней части колонки, а вверх по разрезу в целом снижается. Всего идентифицировано восемь видов и видовых групп диноцист. Преобладают виды, характерные для послеледниковых и голоценовых осадков Центральной Арктики (Kunz-Pirrung 2001). Максимального обилия достигают *Islandinium minutum* и *Echinidinium karaense*, типичные для арктических морей, они составляют в сумме до 100% общего числа диноцист. Содержание *I. minutum* и *E. karaense* возрастает вверх по колонке, достигая максимальных значений в интервале глубин 95–25 см, что соответствует последним 2.7 тыс. лет назад. Вид *I. minutum* – самый распространенный в осадках шельфовых морей Арктики, его содержание часто достигает 97%. В районах, где температура поверхностных вод зимой опускается ниже 0°C, а летом ниже 5°C, *I. minutum* отмечается в количествах свыше 10% (Zonneveld et al., 2013). Содержание *Brigantedinium* spp. (до 30%) максимально в нижней части колонки, на глубинах

135 см и ниже. Виды-индикаторы поступления на шельф трансформированных североатлантических вод *Operculodinium centrocarpum* и цисты *Pentapharsodinium dalei* также присутствуют в осадках колонки (они попадают на внутренний шельф моря Лаптевых благодаря реверсивным придонным течениям), но их содержание ее превышает 5%, что характерно для современных отложений моря Лаптевых (Kunz-Pirrung, 2001). Заметную роль в ассоциациях диноцист играют арктические холодноводные цисты *Polykrikos* sp. (арктический подвид), считающиеся эндемиками полярной области. Их содержание достигает максимумов на глубинах 70 см (10%; ~1.5 тыс. лет назад), 100 см (4.9%, ~3.0 тыс. лет назад) и 145 см (3.9%, ~5.2 тыс. лет назад).

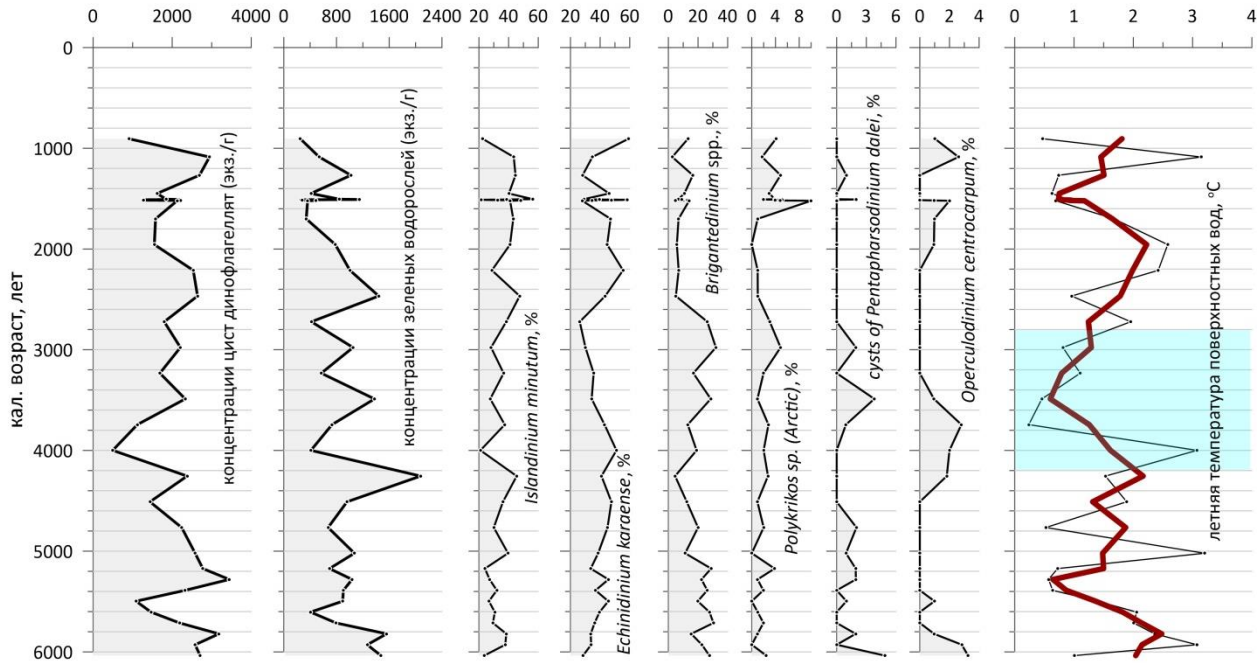


Рис. 2. Концентрации цист динофлагеллят и зеленых водорослей в осадках колонки PS51/080-13, процентное содержание индикаторных видов диноцист и реконструированная по диноцистам средняя летняя температура поверхностных вод. Черной линией на графике температуры показаны полученные значения, красной – арифметическое скользящее среднее (n = 3). Цветом выделен интервал относительного похолодания и предполагаемого усиления стока р. Лены через Трофимовскую и Быковскую протоки ее дельты (Polyakova et al., 2006; Полякова и др., 2009)

Концентрации пресноводных зеленых водорослей по разрезу колонки изменяются в пределах от 0.3 до 2.1 тыс. экз./г, достигая максимальных значений в интервале ~2.0–4.5 тыс. лет назад. Зеленые водоросли представлены видами *Pediastrum boryanum, P. kawraiskii* и *Botryococcus* cf. *braunii,* характерными для рек Сибири. Появление в морских голоценовых осадках моря Лаптевых этих видов указывает на эпизоды усиления речного стока (Kunz-Pirrung, 2001; Matthiessen et al., 2000 и др.). Значения CD-критерия (отношение содержания в осадках зеленых водорослей и морских диноцист) варьируют от 0.18 до 0.86, оставаясь в целом выше средних по разрезу в интервале времени от 4.5 до 2.8 тыс. лет назад, что, наряду с увеличением концентраций пресноводных водорослей, а также снижению реконструированной по диатомеям палеосолености морских вод, может указывать на усиление стока Лены в направлении ее восточной палеодолины в этот период (Polyakova et al., 2006; Полякова и др., 2009).

По материалам анализа цист динофлагеллят в колонке PS51/080-13 впервые реконструированы количественные значения летней температуры поверхностного слоя вод (°C). Палеореконструкции выполнены методом современных аналогов (Modern Analogue Technic; MAT) (Guiot, de Vernal, 2007; de Vernal et al., 2013, 2020) с использованием пакета программного обеспечения bioindic для R и базы данных диноцист 2020 г. (n = 1968) (de Vernal et al., 2020). Результаты показывают, что за время накопления осадков колонки температура в данной точке варьировала от 0.2°C до 3.2°C. Это ниже современного значения в точке пробоотбора, которое, согласно Атласу Мирового океана (World Ocean Atlas), составляет 3.8°C. Такое расхождение объясняется сильным отепляющим влиянием стока р. Лены, который на несколько градусов повышает температуру воды в районах, прилегающих к дельте. Тем не менее, установлен интервал общего снижения температуры в интервале 4.0–2.8 тыс. лет назад. Кроме того, минимумы значений отмечаются в интервалах 1.2–1.8 тыс. лет назад и 5.2–5.4 тыс. лет назад.

Предшествующими исследованиями в осадках колонки PS51/080-13 установлено снижение реконструированной по данным диатомового анализа солености поверхностных вод в интервале 4.2–

2.8 тыс. лет назад с одновременным увеличением солености в колонке PM9482, расположенной к северу от дельты р. Лены, недалеко от устья Туматской протоки (Polyakova et al., 2006). Такие вариации палеосолености интерпретированы как результат возможной миграции проток и перераспределения стока в пределах дельты. Сделано предположение об увеличении в этот период интенсивности стока в восточном направлении через протоки Трофимовская и Быковская и одновременном сокращении стока в северном направлении через протоку Туматская (Polyakova et al., 2006; Полякова и др., 2009). Новые реконструкции палеотемпературы поверхностных вод по диноцистам позволяют предположить, что данный эпизод перераспределения стока, возможно, имел место на фоне относительного похолодания в юго-восточной части акватории моря Лаптевых. Похожее похолодание с максимумом около 3.5 тыс. лет назад также устанавливается реконструкциями среднеиюльской температуры воздуха по комплексам хирономид из осадков оз.Николай-Кюёль, расположенного в западной части дельты р. Лены (Andreev et al., 2004).

Работа выполнена в рамках госзадания Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова №121051100135-0 (микропалеонтологические исследования) и гранта РНФ №21-17-00235 (количественные палеореконструкции).

Литература

Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время / А. А. Аксенов [и др.] ; М. : Наука, 1987. – 276 с.

Полякова, Е. И. Изменения стока реки Лены в голоцене / Е. И. Полякова, Т. С. Клювиткина, Е. А. Новичкова, Х. А. Баух, Х. Кассенс // Водные ресурсы. – 2009. – Т. 36. – № 2. – С. 1–11.

Andreev, A. Holocene paleoenvironmental records from Nikolay Lake, Lena River Delta, Arctic Russia / A. Andreev, P. Tarasov, G. Schwamborn [et al.] // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2004. – V. 209. – P. 197–217.

Bauch, H. A. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin / H. A. Bauch, T. Mueller-Lupp, E. Taldenkova [et al.] // Global and Planetary Change. – 2001. – № 31. – P. 125–139.

de Vernal, A. Micropaleontological Preparation Techniques and Analyses. Notes Prepared for Students of Course SCT 8245. / A. de Vernal, M. Henry, G. Bilodeau ; Montréal : Département des Sciences de la Terre, UQAM, 2010. – 32 p.

de Vernal, A. Distribution of common modern dinoflagellate cyst taxa in surface sediments of the Northern Hemisphere in relation to environmental parameters: The new n = 1968 database / A. de Vernal, T. Radi, S. Zaragosi [et al.] // Marine Micropaleontology. – 2020. – V. 159. – 101796.

de Vernal, A. Reconstructing past sea ice cover of the Northern Hemisphere from dinocyst assemblages: Status of the approach / A. de Vernal, A. Rochon, B. Fréchette [et al.] // Quaternary Science Reviews. – 2013. – V. 79. – P. 122–134.

Guiot, J. Transfer functions: Methods for quantitative paleoceanography based on microfossils / J. Guiot, A. de Vernal // Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography / Elsevier Science ; eds. C. Hillaire-Marcel, A. de Vernal. – Amsterdam, 2007. – P. 523–563.

Kleiber, H. P. Late Pleistocene paleoriver channels on the Laptev Sea Shelf – implications from sub-bottom profiling / H. P. Kleiber, F. Niessen // Land–Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History / Springer-Verlag ; eds. H. Kassens, H. A. Bauch, I. Dmitrenko [et al.]. – New York, 1999. – P. 635–656.

Kunz-Pirrung, M. Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of the Laptev Sea region (Arctic Ocean) and their relation to hydrographic conditions / M. Kunz-Pirrung // Journal of Quaternary Science. – 2001. – № 16(7). – P. 637–649.

Matthiessen, J. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff / J. Matthiessen, M. Kunz-Pirrung, P. J. Mudie // International Journal of Earth Sciences. – 2000. – № 89. – P. 470–485.

Mueller-Lupp, T., Changes in the deposition of terrestrial organic matter on the Laptev Sea during the Holocene – evidence from stable carbon isotopes / T. Mueller-Lupp, H. Erlenkeuser, H. A. Bauch [et al.] // Journal of Earth Sciences. – 2000. – V. 89. – P. 563–568.

Polyakova, Ye. I. High-Resolution reconstruction of Lena River discharge during the Late Holocene inferred from microalgae assemblages / Ye. I. Polyakova, T. S. Klyuvitkina, E. A. Novichkova [et al.] // Polarforschung. – 2006. – V. 75(2-3). P. 83–90.

Sher, A. V. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants and mammals / A. V. Sher, S. A. Kuzmina, T. V. Kuznetsova, L. D. Sulerzhitsky // Quaternary Science Review. – 2005. – № 24. – P. 533–569.

Zonneveld, K. A. F. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points / K. A. F. Zonneveld, F. Marret, G. J. M. Versteegh [et al.] // Review of Palaeobotany and Palynology. – 2013. – V. 191. – P. 1–197.

Holocene sedimentation in the southeastern part of the Laptev Sea according to the of aquatic palynomorph analysis

Klyuvitkina T.S.[1], Polyakova Ye.I.[1], Novichkova E.A.[2]

[1] Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography. Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory, t.klyuvitkina@mail.ru

[2] Shirshov Institute of Oceanology of RAS. Russia, 117997, Moscow, Nakhimovsky, 36

Based on the micropaleontological study of the core PS51/080-13, obtained in the shallow southeastern part of the Laptev Sea, in the area adjacent to the Lena Delta, the sedimentation history over the past 6 cal. ka was reconstructed. Quantitative reconstructions of summer surface water temperatures were obtained from the analysis of dinoflagellate cysts. Episodes of possible cooling were established.

Key words: Laptev Sea, paleoreconstructions, dinoflagellate cysts

УДК 552.14
Особенности литогенеза карбонатных пород-коллекторов юго-востока Татарстана

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

Казанский федеральный университет, Россия, 420008, г. Казань, Кремлевская, 18, Anton.Kolchugin@kpfu.ru

Карбонатные отложения основных регионально нефтеносных горизонтов юго-востока Татарии подвержены разнообразным вторичным преобразованиям пород, которые происходили в разное время и на разных стадиях развития Волго-Уральского осадочно-породного бассейна. Так, одни изменения характерны для процессов фонового литогенеза пород и проявляются практически повсеместно, тогда как другие являются результатом наложенных процессов, они локальны и, как правило, значительно более интенсивны по сравнению с фоновыми. Такие процессы как перекристаллизация карбонатного цемента зернистых известняков, заполнение биопустот раковин кальцитом и минералами аутигенного кремнезема, пиритизация скорее относятся к изменениям фонового характера и являются результатом диа-, катагенетических изменений пород. Они практически не влияют на коллекторские характеристики пород и обнаруживаются во всех разрезах. С другой стороны, такие процессы как выщелачивание, доломитизация, интенсивная вторичная цементация пород, сульфатизация следует относить к вторичным наложенным, они проявляются хоть и локально (линейно), однако всегда интенсивно, например, вплоть до полного замещения исходной породы или ее интенсивного растворения. Помимо определения критериев отнесения тех или иных преобразований к фоновым или наложенным, важно определение времени и условий их реализации. Так, на примере каменноугольных карбонатных отложений юго-востока Татарстана выявлена определенная историко-геологическая последовательность различных типов постседиментационных преобразований, реализующихся на разных стадиях развития осадочно-породного бассейна, включая время миграции и накопления углеводородов в ловушках, а также время переформирования и разрушения уже сформированных залежей нефти.

Ключевые слова: фоновый литогенез, вторичные изменения, осадочный бассейн

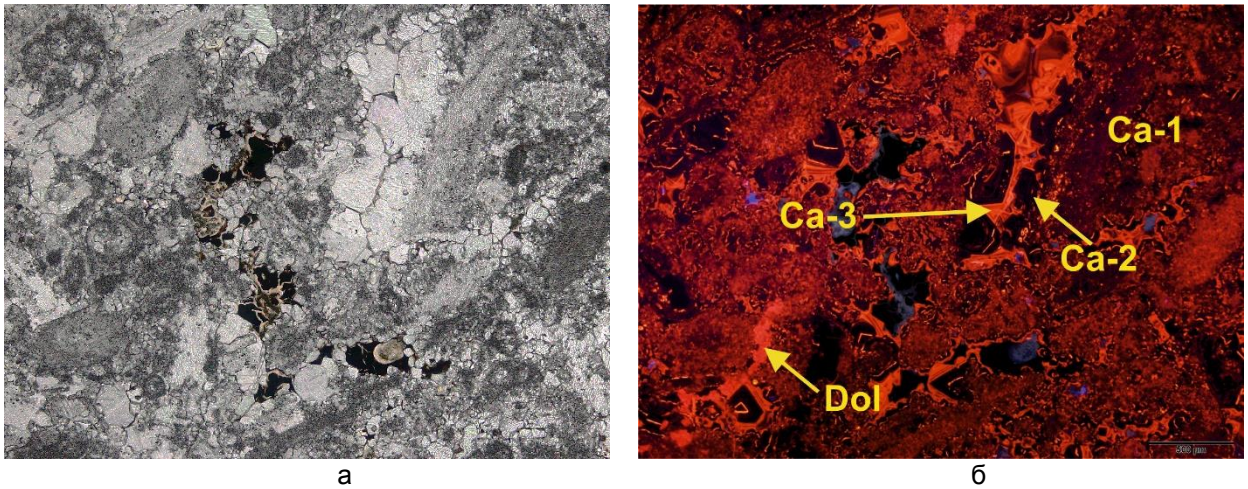
Нефтяные залежи в каменноугольных карбонатных отложениях в составе регионально нефтеносных горизонтов турнейского и башкирского яруса имеют важнейшее значение в структуре запасов малых и крупных нефтяных компаний, осуществляющих нефтедобычу в Волго-Уральском регионе. Изучение карбонатных нефтеносных толщ показало, что часто они подвержены разнообразным постседиментационным преобразованиям различной интенсивности, а характер проявления изменений и их локализация позволяет связать наблюдаемые преобразования с определёнными событиями, происходящими в осадочно-породном бассейне. Согласно представлениям О.В. Япаскурта (2005) о литогенетических преобразованиях для каменноугольных отложений предлагается выделять постседиментационные изменения фонового и наложенного типов. Первые связаны с литогенезом погружения пород, а основные изменения вызваны процессами трансформации и преобразований в условиях диа и катагенеза. Наложенные изменения обусловлены

влиянием на породы флюидов различной природы, в том числе углеводородных, которые мигрируя сквозь толщи горных пород осуществляют их структурно-текстурные и минеральные преобразования. Такие преобразования, как правило, локальны и встречаются не повсеместно, формируют резкие границы с вмещающими породами. Основные выявленные типы постседиментационных изменений можно отобразить в виде схемы представленной на рисунке 1.



Рис. 1. Схема-представление постседиментационных изменений каменноугольных пород юго-востока Татарстана

История развития Волго-Уральского бассейна включает в себя несколько последовательных стадий. На первом этапе в условиях постепенного погружения пород основные события были связаны с уплотнением пород, отжатием поровых растворов, локальной перекристаллизацией цемента и незначительной доломитизацией. Такие изменения плохо видны при использовании классических методов изучения карбонатных пород (рис. 2а), однако, довольно надежно могут быть установлены при применении катодолюминесцентной микроскопии (рис. 2б). На фото шлифа в свете люминесценции хорошо видны различные генерации кальцитового цемента, отражающие основные события, происходившие с породой в условиях раннего и позднего диагенеза пород. Так кальцит породообразующих зерен, включая органические остатки указан как Ca-1. Черный в свете люминесценции кальцит (Ca-2) представляет собой кальцит раннедиагенетических событий и кристаллизации кальцитового цемента в окислительных обстановках (Bruckschen et al., 1994).



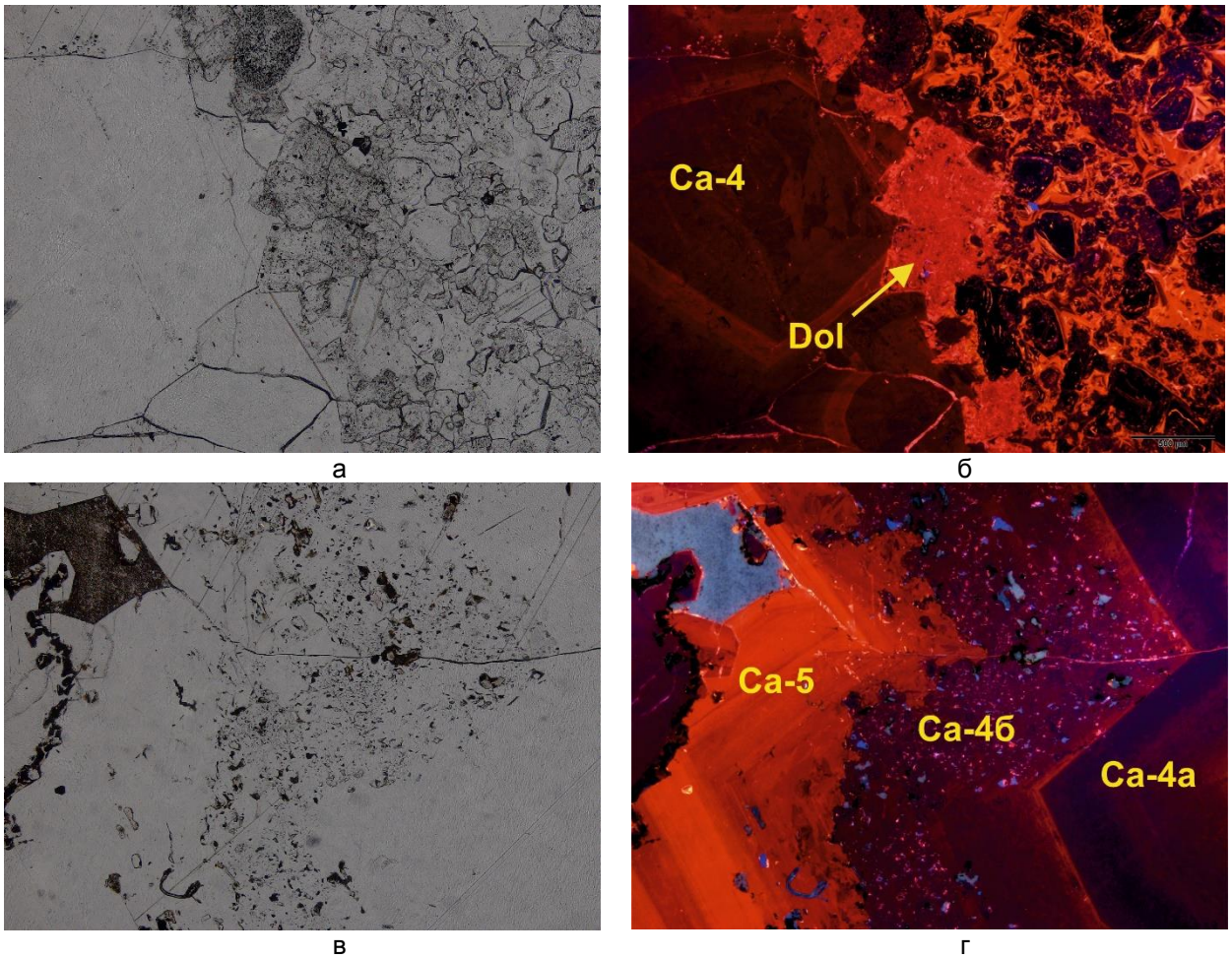
а б

Рис. 2. Фотографии шлифа известняка: а) в проходящем свете, б) в свете люминесценции. Аканское месторождение, башкирский ярус, гл. 1284,5 м

Оранжевый в свете люминесценции кальцит представляет собой кальцит позднедиагенетических обстановок и является маркером восстановительной среды кристаллизации (Kolchugin et al., 2016). Кроме того, нередко наблюдается проявление спорадической локальной доломитизации пород. Представленные на рисунке 2 черты строения пород характерны для всех одновозрастных известняков и являются результатом общности процессов, происходивших в условиях литогенеза погружения пород.

С другой стороны, вторичные наложенные процессы, выявленные в каменноугольных отложениях, проявляются не повсеместно и обнаруживаются либо в отдельных интервалах разрезов, либо тяготеют к определённым участкам нефтеконтролирующих структур. Чаще вторичные преобразования проявляются в интервалах разрезов, сложенных трещиноватыми породами, апикальных частях залежей, зонах древних и современных водонефтяных контактов.

Представляется, что реализация вторичных наложенных процессов наиболее активно проявила себя на этапе динамотермальной активизации Волго-Уральского бассейна в послепермское время. Так, именно в мезокайназойский этап начинают закладываться новые структурно-тектонические элементы, новые разломы, формируется новый структурный план Волго-Уральского бассейна (Войтович, Гатиятуллин, 2003; Глубинное строение …, 2003). При этом основная фаза миграции и накопления углеводородов, вероятно, сопряжена с этим же временем, пик которой приходится на олигоцен-плиоценовое время (Kolchugin et al., 2016). Данные о молодости месторождений Волго-Урала подтверждаются исследованиями К.Б.Аширова и соавторов (Аширов и др., 2000; Аширов, 1960).



а б в г

Рис. 3. Фотографии шлифов известняков с крупным блоковым вторичным кальцитом: а, в) в проходящем свете, б, г) в свете люминесценции. Аканское месторождение, башкирскрий ярус, гл. 1282,8 м

Тектоническая и геофлюидная активизация бассейна привела к восходящей миграции флюидов, что выразилось в активизации вторичных процессов, в том числе в нефтеконтролирующих структурах. Так, с данным этапом развития бассейна авторы связывают процессы миграции и накопления углеводородов, процессы вторичного выщелачивания и доломитизации, процессы вторичного окремнения известняков. Процессы вторичной кальцитовой цементации выражаются в появлении крупного блокового кальцита (рис. 3 а, б), часто ассоциирующего с этапом миграции и накопления углеводородов в коллекторах (рис. 3 в, г). На представленных фотографиях шлифов хорошо виден

блоковые кальциты Са-4а, Са-4б и кальцит Са-5, а также ромбовидные зерна вторичного доломита. Представляется, что названные изменения относятся к вторичным, так как локальны и не повсеместны, явно ассоциируют с углеводородами (Са-4б), а также временем стабилизации зоны водонефтяного контакта (Са-5).

Помимо перечисленных вторичных преобразований в разрезах отмечаются зоны интенсивного окременения известняков. Такие зоны могут формировать мощные до нескольких метров тела крепких окремнелых известняков. Зоны окремнения часто расположены над областями терригенных врезов (например, визейских), сложенных существенно кварцевыми породами, которые, вероятнее всего, и являются источником кремнезема для процессов вторичного окремнения вышележащих известняков (рис. 4а).

Считается, что процесс восходящей миграции флюидов в Волго-Уральском бассейне, в период тектонической стабилизации сменился инфильтрационным гидрогеологическим режимом (Осадочные бассейны …, 2004; Чернышов, 1983), где миграция флюидов осуществлялась сверху-вниз, преимущественно за счет гравитационных и диффузионных процессов, главным образом, по системам трещин (Карцев, Вагин и др., 1986, 1992). Вертикальное положение прожилков сульфатов и частая их ассоциация с трещиноватостью пород указывает на проникновение сульфаты содержащих растворов на инфильтрационной стадии развития осадочно-породного бассейна. Известно, что сульфатные породы и гидрохимическая зона сульфатных вод располагается в вышележащих отложениях пермского возраста. Разгерметизация покрышек и тектоническая трещиноватость позволила сульфатным растворам проникнуть в пределы залежей и сформировать там вторичные прожилки и гнезда ангидрита (рис. 4б), в меньшей степени гипса (Морозов и др., 2008).



а б

Рис. 4. Фото образцов: а) окремнелый известняк, б) выделения вторично ангидрита в известняке

Таким образом, последовательное изучение постседиментационных преобразований пород часто позволяет реконструировать события, происходящие в бассейне на разных стадиях его развития, включая время миграции и накопления углеводородов.

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

Литература

Аширов К.Б. К вопросу о времени формирования нефтяных и газовых залежей Среднего Поволжья // Геология нефти и газа. – 1960. – №6. – С. 23-25.

Аширов К.Б., Боргест Т.М., Карев А.Л. Обоснование причин многократной восполнимости запасов нефти и газа на разрабатываемых месторождениях Самарской области // Геология, геофизика и геохимия. – 2000. - №2. – С. 166-173.

Войтович Е.Д. Тектоника Татарстана / Е.Д.Войтович, Н.С.Гатиятуллин. – Казань: Изд-во КГУ, 2003. – 132 с.

Глубинное строение и современные геодиеамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы / Ф.Н.Юдахин, Ю.К.Щукин, В.И.Макаров. – Екатеринбург: УРО РАН, 2003. – 280 с.

Карцев А.А. Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов / А.А.Карцев, С.Б.Вагин, В.М.Матусевич. – М.: Недра, 1986. – 224 с.

Карцев А.А. Нефтегазовая гидрогеология / А.А.Карцев, С.Б.Вагин, В.П.Шугрин. – М.: Недра, 1992. – 208 с.

Морозов В.П. Карбонатные породы визейского, серпуховского и башкирского ярусов нижнего и среднего карбона / В.П.Морозов, Э.А.Королев, А.Н.Кольчугин. – Казань: ПФ Гарт, 2008. – 187 с.

Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / под ред. Ю.Г.Леонова, Ю.А.Воложа. – М.: Научный мир, 2004. – 526 с.

Чернышев С.Н. Трещины горных пород / С.Н.Чернышев. – М.: Наука, 1983. – 240 с.

Япаскурт О.В. Основы учения о литогенезе. Учебное пособие / О.В.Япаскурт. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 379 с.

Bruckschen, P., Richter, D.K., 1994. Zementstratigraphische grundmuster in marinen karbonatablagerungen des phanerozoikums e ein abbild der normalen Beckenentwicklung. Zentralbl. Geol. Palaontol. 1993, 959-972.

Kolchugin, A.N., Immenhauser, A., Walter, B.F., Morozov, V.P. Diagenesis of the palaeo-oil-water transition zone in a Lower Pennsylvanian carbonate reservoir: Constraints from cathodoluminescence microscopy, microthermometry, and isotope geochemistry // Marine and Petroleum Geology, 2016, 72, pp. 45-61

Some features of diagenesis of carbonate reservoirs in the South-East of Tatarstan

Kolchugin A.N., Morozov V.P., Korolev E.A., Khayuzkin A.S.

Kazan Federal University, Russia, Kazan, 420008, Kazan, Kremlevskaya, 18, Anton.Kolchugin@kpfu.ru

The main regional oil-bearing carbonate horizons of the southeast of Tataria are subject to various secondary transformations of rocks. Changes occurred at different times and at different stages of the evolution of the Volga-Ural sedimentary basin. Thus, some changes are characteristic of the processes of burial diagenesis and are fixed almost everywhere. While other changes are the result of superimposed processes, they are local and much more intense than the background ones. Such processes as recrystallization of carbonate cement of granular limestones, filling of biovoids in shells with calcite and minerals of authigenic silica, pyritization are rather burial changes and are the result of dia- and catagenetic changes in rocks. They practically do not affect the reservoir characteristics of rocks and are found in all sections. On the other hand, such processes as leaching, dolomitization, intensive secondary cementation of rocks, sulfatization should be classified as secondary superimposed processes. They are found themselves locally (linearly), but always intensively, for example, up to complete replacement of the original rock or its intensive dissolution. It is important to determine the time and conditions for their implementation, in addition to determining the criteria for classifying certain transformations as burial or superimposed. Thus, it is reveale a certain historical and geological sequence of various types of diagenetic transformations, on the example of the Carboniferous carbonate reservoirs in the southeast of Tatarstan. They are realized at different stages of the evolution of the sedimentary basin, including the time of hydrocarbon migration and oil charge, as well as the time of reformation and destruction of formed oil deposits.)

Keywords: burial diagenesis, secondary changes, sedimentary basin

УДК 552.57+550.34

Метаморфизм угленосных толщ и обратная вертикальная метасоматическая зональность в межугольных терригенных пластах (Чульманская впадина, Южно-Якутский бассейн)

Коробов А. Д.[1], Коробова Л. А.[1]

1 – Саратовский государственный национальный исследовательский университет, Россия, 410012, г. Саратов, улица Астраханская, 83, korobad@yandex.ru

Наиболее характерной особенностью для мезозойской тектонической активизации Алданского щита является впервые выявленная обратная метасоматическая зональность (МЗ) в юрских и нижнемеловых пластах-коллекторах, чередующихся с каустобиолитами. В Чульманской впадине (Пристановой прогиб) на территории развития углей марок Ж и КЖ в межугольных песчаниках возникла МЗ с характерным минералообразованием: ломонтитизацией в верхах и адуляризацией в низах разреза на контакте с породами архейского

фундамента. Это соответствует смене с глубиной низкотемпературных цеолитовых пропилитов (280-200 ˚С) кварц-адуляровыми метасоматитами (195-175 ˚С) и формированию обратной вертикальной МЗ благодаря охлаждающей роли древнего фундамента. Процессы низкотемпературной пропилитизации, деанортизации плагиоклазов, адуляризации и окварцевания песчаников были связаны с пластическими и механическими деформациями, дроблением, развальцовыванием, растворением и залечиванием обломочных зерен. Причиной тому явился пульсирующий стресс (ведущий фактор динамометаморфизма), сопровождающийся упругими сейсмическими колебаниями, вызванными землетрясениями. Это вызывало перераспределение больших масс минерального вещества в разрезе месторождений. В зоне смешения восходящих холодных вод, сосредоточенных в трещиноватых породах древнего фундамента, с нисходящими горячими растворами, рожденными сейсмотектоническими процессами в чехле, происходила адуляризация, гидрослюдизация и окварцевание пород юхтинской свиты. Нетрадиционный подход авторов к интерпретации процессов ещѐ раз опровергает участие магматических очагов в прогреве осадочных толщ Южно-Якутского бассейна.

Ключевые слова: обратная метасоматическая зональность, угли.

В пределах Чульманской впадины (Пристановой прогиб Алданского щита) разрез мезозойских отложений представлен следующими свитами (сверху вниз): холодниканская ($К_1$, мощность 320м) → нерюнгринская (J_3 – 380м) → беркакитская (J_3 – 1000м) → кабактинская (J_3 – 600м) → дурайская (J_2 – 500м) → юхтинская (J_{1-2} – 420м). Последняя залегает на породах архейского фундамента (Желинский и др., 1976; Желинский 1980).

В Алдано-Чульманском районе этой впадины на территории развития углей марок Ж и КЖ в межугольных песчаниках вышеуказанных свит возникла метасоматическая зональность с характерным минералообразованием: ломонтитизацией в верхах и адуляризацией в низах разреза. Между ними наблюдается постепенный переход, сопровождаемый деанортизацией 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.

Ломонтитизация наиболее активно развита в холодниканской, в меньшей степени в нерюнгринской свитах. В беркакитской свите ломонтита мало, а в кабактинской можно наблюдать его полное исчезновение. В нижележащих отложениях этот минерал не обнаружен.

В песчаниках и гравелитах холодниканской свиты значительная часть пор выполнена ломонтитом (10-30%)и хлоритом. Ломонтит является очень “агрессивным” минералом, образующим специфические структуры метасоматического замещения в песчаниках. Он интенсивно развивается за счет полевых шпатов, аллотигенных зерен эпидота, биотита, роговых обманок, граната, ортита, ильменита и, в единичных случаях, кварца. Иногда образует сплошные участки цемента, в которых “запечатаны” сохранившиеся кристаллы. Нередко ломонтит почти полностью замещает терригенные зерна и о первичной форме минерала можно судить лишь по реликтам внешнего контура (Желинский и др.,1976). Это сопровождается выносом большого количества петрогенных элементов. Установленно (Вышемирский, 1963; Коробов, Коробова, 2021), что в Ленском бассейне (Приверхоянский краевой прогиб) аналогичные изменения нижнемеловых песчаников, переслаивающихся с углями марок Г и Ж, были вызваны, в значительной степени, интенсивным пульсирующим стрессом.Деанортизацию (альбитизацию) плагиоклазов в чистом виде можно наблюдать в песчаниках дурайской свиты, т.к. там отсутствует вторичная ломонтитизация, а также в верхей и средней частях юхтинской свиты (280-300м), где практически не проявлена наложенная адуляризация. Этот процесс сопряжен с пластическими и механическими деформациями зерен плагиоклаза, которые выражаются в причудливой изогнутости двойниковых швов, в скольжении двойников относительно друг друга, а также в дроблении, раздавливании зерен со смещением их отдельных частей и развальцовывании. Деформация и катаклаз сочетаются с явлениями растворения. Все это в совокупности вызывает деанортизацию, т.е. понижение основности плагиоклазов до альбитового (№2-5) состава (Желинский и др., 1976). Приведенные данные, в соответствии с наблюдениями Ш. А. Сюндюкова (1987), однозначно свидетельствуют, что главную роль в альбитизации плагиоклазов играл пульсирующий стресс (один из ведущих факторов динамометаморфизма), сопровождавшийся упругими сейсмическими колебаниями.

В нижней части юхтинской свиты (100-120м) 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.

Такое перераспределение минеральной массы в Чульманской впадине привело к формированию метасоматической зональности на фоне не меняющегося уровня метаморфизма углей (марки Ж и КЖ). В межугольных пластах-коллекторах происходит смена сверху вниз цеолитовых пропилитов (280-200 С) кварц-адуляровыми метасоматитами, в которых появление адуляра, по данным гомогенизации газово-жидких включений, осуществляется при 195-175 С (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 С. Это привело к формированию обратной, по классификации Ю. А. Билибина, вертикальной метасоматической зональности. Следовательно, древний фундамент Алданского щита выступал в роли охладителя горячих нисходящих растворов.

Впервые на очень низкие температуры калишпатового метасоматоза в базальных слоях юхтинской свиты обратили внимание А. М. Блох и И. В. Дагаева (1980, 1984), но никаких объяснений данному факту сделано не было. Вместе с тем, сначала Ю. А. Билибин (1951), а затем А. Д. Щеглов (1976) убедительно показали на примере областей мезозойской тектономагматической активизации охлаждающую роль древнего фундамента в формировании обратной вертикальной метасоматической зональности.

Установлено, что кристаллический фундамент Чульманской впадины, как и всего Пристанового прогиба, подвергся интенсивным тектоническим движениям по зонами древних разломов складчатого основания, возобновившимся в мезозое после длительного периода относительного покоя. Блоковые перемещения, особенно ярко проявившиеся в раннемеловое время (Желинский, 1980), вызывали интенсивный пульсирующий стресс, который затронул и перекрывающие юрско-меловые отложения (Сюндюков, Фролов, 1983).

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 от испытывающих метаморфизм каустобиолитов), которые, многократно повторяя цикл, засасываются вниз (иногда до глубин 15км) с последующим отжатием вверх (Жабрев и др., 1995). В условиях Южно-Якутского угленосного бассейна это приводило к смешению восходящих холодных вод, находящихся в разбитых разломами с оперяющей трещиноватостью породах древнего фундамента с нисходящими гидротермальными растворами, 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 зоне смешения восходящих и нисходящих растворов резко меняются их физико-химические параметры, в частности, температура. В условиях стремительного охлаждения растворимость NaCl остается на прежнем уровне, а KCl быстро понижается, что вызывает рост активности калия, выраженной в щелочном калиевом метасоматозе, по Д. С. Коржинскому: калишпатизации (адуляризации), серицитизации (мусковитизации), гидрослюдизации.

Адуляризация сопровождается привносом калия и выносом натрия. Так, изначальные концентрации K_2O в породах юхтинской свиты, незатронутых метасоматозом, обычно не превышают 3%. В адуляризированных породах значительно возрастает содержание калия, составляя в среднем для восточной части впадины 6,6-7,0%, а для западной иногда 15%, что соответствует 90-

процентному присутствию адуляра в метасоматитах. Одновременно с ростом содержания калия резко снижается концентрация натрия – с 2,0 – 2,5% в неизмененных песчаниках и гравелитах до 0,1-0,2% в их калишпатизированных разностях. При адуляризации помимо калия привносится также кремний. Концентрация SiO_2 в них нередко превышает 80%, в то время, как в неизмененных аркозовых песчаниках региона составляет 75-77% (Блох, Дагаева, 1980).

В силу смешения разнотемпературных растворов на северо-западной окраине Усмунской синеклизы под адуляризированной толщей базальных песчаников юры произошли одновозрастные калишпатовые изменения в подстилающих породах древнего кристаллического основания. Структурная характеристика новообразованных мезозойских адуляров из юрских песчаников и нарушенных зон в фундаменте, по данным дифрактометрических определений, идентична (Блох и др., 1980; Блох, 1988). Это свидетельствует о их единой генетической природе.

Метаморфизм углей обычно рассматривается как основной показатель степени постдиагенетической преобразованности вмещающих пород. Однако, если допустить, что метаморфизм углей и развитие гидротермального процесса в условиях Алданского щита были обусловлены главным образом тангенциальными напряжениями, то каустобиолиты и межугольные пласты-коллекторы должны существенно различаться по степени преобразованности к моменту завершения тектонической активизации. Максимальный уровень карбонизации углей навсегда фиксируется по углемарочной шкале, и соответствующая ему температура может быть рассчитана по

отражательной способности витринита. Межугольные пласты-коллекторы, в отличие от каустобиолитов, не сохраняют минеральные ассоциации этих высокотемпературных стадий. Они замещаются низкотемпературными парагенезисами в регрессивную стадию гидротермального процесса, связанную как с затуханием самой активизации, так и с нарастающим охлаждающим влиянием древнего фундамента. Сказанное приводит в итоге к несогласованности зональности постдиагенетических преобразований вмещающих пород и метаморфизма углей Чульманской впадины. На несогласованность подобного рода впервые обратили внимание В. Н. Коробицына и В. М. Желинский (1975), решив, что это вызвано неоднородностью прогрева осадочной толщи крупными магматическими очагами и неодинаковой восприимчивостью каустобиолитов и терригенных пород к изменениям под действием тепловых потоков. В итоге В. М. Желинский (1980) определил тип метаморфизма углей Южной Якутии как регионально-магматогенный.

Однако в Чульманской впадине отсутствуют выявленные интрузивные тела (Блох, Дагаева, 1980, 1984; Сюндюков, Фролов, 1983; и др.). Поэтому, в соответствии с теоретическими представлениями В. С. Вышемирского (1963), А. А. Трофимука с коллегами (1983) и Ш. А. Сюндюкова (1987), авторы доклада склонны связывать все проанализированные ими явления с процессами, обусловленными интенсивным пульсирующим стрессом, сопровождавшимся упругими сейсмическими колебаниями, вызванными землетрясениями.

Литература

Билибин, Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений/ Ю. А. Билибин// Зап. Всес. минер. общества.- 1951.- Ч.80 - №2. – С.81-81.

Блох, А. М. Особенности метаморфогенного рудо- и минералообразования в неметаморфизованных микропористых осадочных толщах/ А. М. Блох// Метаморфогенное рудообразование низких фаций метаморфизма складчатых областей фанерозоя: матер. 5 межвед. совещ., Ужгород, 5-8 окт. 1986г./Киев: Наукова думка, 1988. – С.82-93.

Блох, А. М. Щелочной метасоматоз в неметаморфизованных осадках юры Чульманской впадины (Южная Якутия) / А. М. Блох, И. В. Дагаева // Сов. геология. – 1980. - №8. – 69-82.

Блох, А. М. О возможной связи аномального метаморфизма углей Южно-Якутского бассейна с метасоматозом вмещающих пород / А. М. Блох, И. В. Дагаева, В. В. Жданов // Докл. АН СССР. – 1980. – Т.254. – №2. – С.457-461.

Блох, А. М. Критерии отличия аутигенной и эндогенной фельдшпатизации в неметаморфизованных осадочных толщах / А. М. Блох, И. В. Дагаева // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1984. - №9. – С.90-101.

Вышемирский, В. С. Геологические условия метаморфизма углей и нефтей / В. С. Вышемирский. – Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1963. – 380с.

Жабрев, И. П. Пульсирующее глубинное пустотное пространство и свободная циркуляция метеорных вод в земной коре / И. П. Жабрев, А. В. Каракин, Л. И. Лобковский // Докл. РАН. – 1995. – Т.345. - №2. – С.231-233.

Желинский, В. М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии / В. М. Желинский. – Новосибирск: Наука, 1980. – 119с.

Желинский В. М. Мезозойские отложения и генетические типы угольных пластов Южной Якутии / В. М. Желинский, В. Н. Коробицына, С. С. Каримова. – Новосибирск: Наука, 1976. – 126с.

Желинский В. М. О роли гидротермальной деятельности в процессах метаморфизма углей Южной Якутии / В. М. Желинский, В. Н. Коробицына, А. В. Кокин // Докл. АН СССР. – 1980. – Т.251. - №4. – С.929-932.

Коржинский, Д. С. Очерк метасоматических процессов / Д. С. Коржинский // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. – М.; Л.: Изд-во АН СССР. – 1953. – С.75-149.

Коробицына, В. Н. О несогласованной зональности постдиагенетических преобразований вмещающих пород и метаморфизма углей Чульманской впадины (Южная Якутия) / В. Н. Коробицына, В. М. Желинский // Докл. АН СССР. – 1975. – Т.221. - №6. – С.1419-1422.

Коробов, А. Д. Минералообразующие и геохимические процессы в структуре гидротермальной системы. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района / А. Д. Коробов, О. П. Гончаренко, С. Ф. Главатских и др. // Структура гидротермальной системы. – М.: Наука. – 1993. – С.88-120.

Коробов, А. Д. Метаморфизм угленосных толщ и гидротермально-метасоматические фации межугольных терригенных пластов / А. Д. Коробов, Л. А. Коробова // Геология, геофиз. и разработка нефт. и газ. месторождений. – 2021. - №11 (359). – С.52-62.

Сюндюков, Ш. А. Динамические сейсмические поля и метаморфизм углей / Ш. А. Сюндюков // Геология и геохимия нефтегазоносных и угленосных районов Якутии. – Якутск: Якут. Фил. СО АН СССР. – 1987. – С.134-143.

Сюндюков, Ш. А. Южно-Якутский надвиг и метаморфизм углей Алдано-Чульманского района / Ш. А. Сюндюков, В. И. Фролов // Докл. АН СССР. – 1983. – Т.270. - №1. – С.207-209.

Трофимук А. А. Сейсмотектонические процессы – фактор, вызывающий преобразование органического вещества (ОВ) осадочных пород / А. А. Трофимук, Н. В. Черский, В. П. Царев, Т. И. Сороко // Докл. АН СССР. – 1983. – Т.271. - №6. – С. 1460-1464.

Фролов, В. И. Метаморфизм углей Алдано-Чульманского района / В. И. Фролов. – М.: Наука, 1975. – 76с.

Щеглов, А. Д. Закономерности размещения и образования флюоритовых месторождений в областях тектоно-магматической активизации / А. Д. Щеглов // Флюорит (ресурсы, закономерности образования и размещения). – М.: Наука. – 1976. – С. 40-45.

Metamorphism of the coal-bearing masses and inverse metasomatic zoning in the inter-coal terrigenous layers (the Chulman Trough, south Yakut basin)

Korobov A. D.[1], Korobova L. A.[1]

1 – Saratov state national research university, Russia, 410012, Saratov, Astrakhanskaya str., 83, korobad@yandex.ru

The inverse metasomatic zoning (MZ), newly revealed in the Jurassic and the Lower Cretaceous reservoir layers, alternating with caustobioliths, makes the most characteristic feature of the Aldan shield tectonic activation in the Mesozoic. In the Chulman trough (the Pristanovoy downfold), over the occurrence area of the coals of the Zh and KZh ranks within the inter-coal sandstones, a MZ has arisen, peculiar for characteristic mineral formation: laumontitization in the uppermost and adularization in the lowermost of the section, at the contact with the rocks of the Archaean basal complex. This corresponds to the replacement of the low-temperature zeolitic propylites (280-200 ˚C) by the quartz-adular metasomatites (195-175 ˚C) with growing depth, and to inverse vertical MZ formation due to the cooling function of the ancient basal complex. The processes of low-temperature propylization, plagioclase deanorthization, sandstone adularization and silicification were associated with plastic and mechanical deformations, splitting, expansion, dissolution and healing of fragmental grains. The reason lies in pulsatory stress (the leading factor of dynamometamorphism), accompanied by elastic seismic vibrations initiated by earthquakes. This has brought about redistribution of vast masses of mineral substance within the deposit section. Adularization, hydromicatization and silicification of the Yukhta formation rocks took place in the mixing zone of ascending cold waters, concentrated in the fractured rocks of the ancient basal complex, and the descending hot solutions, generated by seismotectonic processes within the mantle. The nonconventional approach, used by the authors for the process interpretation, disproves the idea of magma pockets to have participated in heating the sedimentary masses within the South Yakut basin.

Keywords: inverse metasomatic zoning, coals.

УДК 552.57:553.612

О роли соленых углей при превращении каолинита в гидрослюду парагонитового типа в тонштейнах Донбасса

Коробов А. Д.[1], Коробова Л. А.[1]

1 – Саратовский государственный национальный исследовательский университет, Россия, 410012, г. Саратов, улица Астраханская, 83, korobad@yandex.ru

Характер гидрослюдизации каолинита тонштейнов Донецкого бассейна в процессе метаморфизма контролируется типом вмещающих углей: нормальных или соленых. В качестве источников натрия и калия при гидрослюдизации каолинита, наряду с терригенными минералами угленосных толщ и захороненными морскими водами, необходимо особо выделять индикаторные аутигенные минералы соленых углей - галит и глауберит. Наиболее благоприятные условия для формирования устойчивой фазы гидрослюды парагонитового типа в каолинитовых прослоях создаются в паралических формациях на площадях развития щелочных каустобиолитов, испытывающих метаморфизм. В том случае, когда главным источником натрия являются галит и глауберит соленых углей в метатонштейнах при формировании антрацита начинает образовываться браммалит. Процесс продолжается до тех пор, пока полевые шпаты и слюды не начнут активно поставлять калий в хлоридный Cl-Ca-Na рассол. С этого момента браммалит в глинистых прослоях стремительно уступает место

иллиту. В итоге в глинистых прослоях возникает ассоциация гидрослюд парагонитового и мусковитового типов. Если же основным источником щелочных элементов, обусловливающих гидрослюдизацию каолинита, будут терригенные минералы нормальных (несоленых) угленосных толщ (калиевые полевые шпаты, слюды, плагиоклазы), то в метатонштейнах станет развиваться исключительно иллит.

Ключевые слова: соленые угли, тонштейн, парагонит.

Принято считать, что натрий хотя и является одним из наиболее подвижных и широко распространенных компонентов в гидротермальных растворах, его роль в процессе образования слоистых силикатов в подавляющем большинстве случаев пассивна, а участие в формировании гидрослюд и слюд крайне ограничено. Это представление сложилось, с одной стороны, в результате изучения природных объектов, согласно которому основная часть содержащих щелочи глинистых минералов представлена калиевыми разновидностями. С другой, - возникло в ходе термодинамического и экспериментального изучения гидротермального процесса, указывающего на трудности образования натриевых слюд в сложных калийсодержащих системах, особенно в низкотемпературных условиях. Так, по мнению А.А.Попова (1967), синтез парагонита из нагретых растворов вообще невозможен при температурах ниже 350 ^{0}С даже в случае преобладания в системе натрия над калием. Эта точка зрения отражает один аспект проблемы, затрагивающий переходы и взаимосвязь натриевых и калиевых форм слюды в присутствии смешанного калиево-натриевого раствора. Другой – связан с преобразованием алюмосиликатных минералов, в том числе каолинита, в слюду при гидротермально – метасоматическом процессе. В связи с изложенным большой интерес представляют исследования гидрослюдизации глинистых минералов из прослоев, заключенных в толще углей Донбасса при метаморфизме.

Глинистое вещество в ископаемых углях встречается довольно часто. Для маловосстановленных углей (марки БД) Донецкого бассейна оно, как правило, всегда каолинитового состава. По мнению П. В. Зарицкого (1987) чисто каолинитовый состав межугольных прослоев (так называемых тонштейнах) – следствие деградации исходного алюмосиликатного материала в кислой среде торфяника в стадии диагенеза. Установлено, что среди описываемых каустобиолитов низких и средних степеней метаморфизма Западного и Северного Донбасса часто встречаются разности, обогащенные натрием. Они получили название соленых или щелочных углей (Иванова, 2оо4; Кизильштейн и др., 1984). Общеизвестно, что сжимаясь и уплотняясь под действием возрастающей геостатической (геодинамической) нагрузки и увеличивая уровень восстановленности (карбонизации) за счет нарастающего прогрева, угли «сбрасывают» рождающиеся в них горячие газоводные флюиды определенного состава в участки относительно низких давлений. Таковыми являются пласты-коллекторы, к которым относятся не только песчаники, песчано-гравийные породы, но и глинистые прослои, которые залегают между пачками углей и угленосными свитами. Нагретый газоводный флюид включается в гидротермальный процесс, действующий в пластах-коллекторах (Холодов, 2006). Однако, при рассмотрении данной проблемы, геологи не учитывают участие этого флюида (его состава) в преобразовании глинистых прослоев – тонштейнов. А ведь это представляет большой интерес, поскольку исследователями делаются попытки (Зарицкий, 1987) использовать характер химико-минеральных изменений тонштейнов в зависимости от степени метаморфизма каустобиолитов для синонимики пластов угля и корреляции угольных отложений. Рассмотрение самих углей в таких случаях ограничивается лишь выяснением уровней их карбонизации. При этом не берутся во внимание геохимические особенности их изначального (нормальный, щелочной или обессоленный тип углей) и измененного в процессе метаморфизма состава. В качестве источников щелочных элементов при гидрослюдизации каолинита считаются только обломочные минералы угленосных толщ и захороненные морские воды (Зарицкий, 1983). Такой подход не корректен и ставит под сомнение объективность выводов о том, что тонштейны являются надежными индикаторами обстановок преобразования любых вмещающих их каустобиолитов при метаморфизме. Вместе с тем установлено (Коробов, Коробова, 2021), что в период формирования угленосного бассейна продуктивные толщи и переслаивающиеся с ними песчаники и глинистые прослои необходимо рассматривать как геологическое пространство единой гидротермальной системы, минералообразование которой во многом определяется не только меняющейся температурой, но и составом отделяющегося от каустобиолитов флюида. Значение последнего фактора в пределах Донецкого бассейна учитывалось лишь относительно редких, цветных и радиоактивных элементов (Сапрыкин и др., 1973; Таранушич, 2003; Холодов, 2006;). Анализ литературы и вышеизложенный материал позволяют утверждать следующее. Если геология и геохимия щелочных металлов в ископаемых углях Донбасса достаточно хорошо изучены (Иванова, Кривега, 1985; Иванова, 1983, 2004; Кизильштейн и др., 1983[1,2]), то влияние геохимических особенностей самих каустобиолитов на характер изменения вещественного состава глинистых прослоев в процессе метаморфизма практически не исследовано. Поэтому целью настоящего доклада является выяснение зависимости специфики гидрослюдизации каолинита тонштейнов от минерального состава карбонизирующихся углей (в первую очередь соленых)

Донецкого бассейна. Л.Я.Кизильштейн с соавторами ($1983_{1,2}$) отмечает в составе соленых углей значительное количество кварца, полевых шпатов и карбонатов. Из их числа минералами – носителями щелочных металлов в первую очередь являются полевые шпаты, у которых натрий и калий входит в состав кристаллической решетки. Однако, в качестве поставщиков натрия они ни в какое сравнение не идут с галитом и глауберитом. Галит легко растворяется в воде до 35% при комнатной температуре. При повышении температуры на десятки градусов его растворимость мало меняется. Это позволяло напитывать хлоридно- натриевыми рассолами почти без примеси калия каолинитовые межугольные прослои, соответствующие низким и, вероятно, средним стадиям метаморфизма щелочных каустобиолитов. Так создавался тот необходимый «резерв чистого натрия», который за время своего существования гарантировал перерождение каолинита в браммалит при возникновении антрацитов.

Сказанное в какой-то степени напоминает необычную обстановку гидротермально – метасоматического процесса на Славянском ртутном месторождении Донбасса, где наблюдается зональность аподиабазовых аргиллизитов (от внешних зон к внутренним): монтмориллонит → каолинит → гидрослюда парагонитового типа + гидрослюда мусковитового типа (Куковский и др., 1982). В выявленной метасоматической зональности необходимо обратить внимание на каолинитовую зону, которая сменяется зоной гидрослюд. Здесь важно подчеркнуть аномальное поведение натрия в ряду низкотемпературных глинистых минералов, где он образует параганитовую гидрослюду. Последняя, видимо, формируется в том же интервале температур, что и иллит, содержащий смешаннослойные образования (150-250^{0}С) (Дриц, Коссовская, 1991), поскольку два вида гидрослюд слагают одну и ту же зону на ртутном месторождении.

Необычное поведение натрия при низких температурах Е.Г. Куковский с коллегами объясняют присутствием в непосредственном контакте с аргиллизитами штока каменной соли, обеспечивающего чрезвычайно высокую активность натрия в гидротермальных растворах. В этой связи можно допустить, что в какой-то степени роль штока каменной соли в судьбе тонштейнов играли щелочные угли Донбасса.

Следовательно, благоприятные условия для развития браммалита метатонштейнов изначально складываются в прибрежно- морских угленосных формациях. И господствуют там в процессе нарастающего метаморфизма до того момента, пока «инертные» полевые шпаты не начнут активно поставлять калий в раствор, уничтожая «резерв чистого натрия». При этом образование гидрослюды парагонитового типа по каолиниту быстро завершалось и уступало место развитию гидрослюды мусковитового типа. Именно поэтому кристаллы исходного мономинерального каолинита при метаморфизме превращались в двухфазные образования, состоящие из браммалита и иллита (Зарицкий, 1983, 1987). При таком развитии событий браммалит должен был формироваться раньше иллита. Это доказывается тем, что обратный процесс замещения калия натрием редко приводил к возникновению гидрослюд парагонитового типа несмотря на то, что в Донбассе в тонштейнах и поровых растворах из них с ростом карбонизации часто наблюдается увеличение Na_2O (Карпова, 1967, 1972). По данным В.А.Дрица и А.Г.Коссовской (1991) среди мусковитов и парагонитов возможен ограниченный изоморфизм межслоевых катионов. В мусковитах обычно содержится 0,5-1,5% Na_2O и максимальные значения Na_2O достигают 2,0%. В парагоните возможна более высокая степень замещения натрия на калий. Это, в соответствии с нашими представлениями, продлевает процесс замещения каолинита браммалитом.

В том случае, если каустобиолиты были нормальными (несолеными), то единственным поставщиком щелочей в рассматриваемом процессе становились полевые шпаты, редко слюды угленосных толщ. При этом не могли формироваться хлоридно-натриевые рассолы, обильно насыщающие каолиновые прослои и обеспечивающие абсолютное доминирование натрия над калием в период образования антрацитов. Это приводило к широкомасштабной иллитизации каолинита и отсутствию браммалита. Сказанное находится в соответствии с теоретическими представлениями А. А. Попова (1967), который относительно нахождения парагонита в природных образованиях рассматривал два варианта. Первый, когда температуры метаморфизма значительно превышали 350˚С и второй, характерный для нашего случая, когда возможно появление гидротермальных натриевых растворов почти без примеси калия с температурой до 300˚С (Хелгесон, 1967). В нашем случае, по мнению А. А. Попова (1967), такие условия создаются в специфической обстановке отдельных зон регионального метаморфизма, не связанных с поступлением растворов извне и при отсутствии обмена между зонами. Понятно, что речь здесь идет о зонах, в которых сосредоточены хлоридные рассолы Cl-Ca-Na состава, так называемый “резерв чистого натрия”.

Следовательно, при метаморфизме судьба тонких крепко сросшихся с углем глинистых прослоев – тонштейнов, состоящих из реакционноспособного каолинита, в значительной степени зависит от минералого-геохимических особенностей вмещающих каустобиолитов: нормальных или щелочных. Это выражается в том, что только в прибрежно-морских формациях в зонах распространения соленых углей в метатонштейнах, соответствующих этапу формирования антрацитов, возникают самые оптимальные, но кратковременные обстановки для образования гидрослюды парагонитового типа. Во

всех остальных случаях господствует гидрослюда мусковитового типа. Этим объясняется, что формирование браммалита представляет собой довольно редкое явление, не часто в полной мере реализуемое в природе и обусловленное специфическими условиями.

На основании изложенных в докладе данных можно заключить следующее:

1. Характер гидрослюдизации каолинита тонштейнов Донецкого бассейна в процессе метаморфизма контролируется типом вмещающих углей: нормальных и (или) соленых.

2. В качестве источников натрия и калия при гидрослюдизации каолинита, наряду с терригенными минералами угленосных толщ и захороненными морскими водами, необходимо особо выделять аутигенные минералы соленых углей (галит и глауберит).

3. Наиболее благоприятные условия для формирования устойчивой фазы гидрослюды парагонитового типа в каолинитовых прослоях создаются в паралических формациях на площадях развития щелочных каустобиолитов, испытывающих метаморфизм. На протяжении всего процесса торфо- и углеобразования взаимоотношение каустобиолитов и натрия трансформируется дважды. На первом этапе торфообразования и гумификации торфяники и отчасти бурые угли накапливают в себе натрий под действием морских вод в виде галита и глауберита. Появляются щелочные угли.На втором этапе вследствие углефикации и потери огромных масс воды и газов каустобиолиты становятся источником и активным участником перераспределения натрия за счет растворения галита и глауберита. Развивается процесс обессоливания углей. Это вызывает насыщение глинистых межугольных прослоев хлоридными практически бескалиевыми рассолами Cl-Ca-Na состава на низких и, вероятно, средних стадиях карбонизации каустобиолитов.

4. В том случае, когда главным источником натрия являются галит и глауберит соленых углей в метатонштейнах при формировании антрацита начинает образовываться браммалит. Процесс продолжается до тех пор, пока полевые шпаты и слюды не начнут активно поставлять калий в хлоридный Cl-Ca-Na рассол. С этого момента браммалит в глинистых прослоях стремительно уступает место иллиту. В итоге в глинистых прослоях возникает ассоциация гидрослюд парагонитового и мусковитового типов.

5. Если же основным источником щелочных элементов, обусловливающих гидрослюдизацию каолинита, будут терригенные минералы нормальных (несоленых) угленосных толщ (калиевые полевые шпаты, слюды, плагиоклазы), то в метатонштейнах станет развиваться исключительно иллит.

Литература

Дриц, В.А. Глинистые минералы: слюды, хлориты / В.А Дриц, А.Г. Коссовская. – М.: Наука, 1991. -178 с.

Зарицкий, П.В. Изменение химико-минерального состава межугольных прослоев (тонштейнов) в зависимости от степени метаморфизма вмещающих углей / П.В. Зарицкий // Геологический журнал. – 1983. – Т.43. – №1. – С. 59-66.

Зарицкий, П.В. Превращение каолинита в гидрослюду в тонштейнах Донбасса / П.В. Зарицкий // Минералогич. журнал. – 1987. – Т.9. – №3. – С. 54-64.Иванова, А.В. Петрохимические факторы засоления углей Западного Донбасса / А.В. Иванова // Докл. АН УССР. – 1983. Серия Б. – №4/6(5). – С.6-9.

Иванова, А.В. Соленые угли Украины / А.В. Иванова // Литол. и полезные ископаемые. – 2004. – №3. – С. 298-303.

Иванова, А.В. Соленые угли Западного Донбасса / А.В. Иванова, Т.А. Кривега. – Киев: Наукова думка., 1985. – 123 с.

Карпова, Г.В. О мусковитовых гидрослюдах в угленосных полифациальных отложениях / Г.В. Карпова // Литол. и полезные ископаемые. – 1967. – №6. – С. 15-27.

Карпова, Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях / Г.В. Карпова. – М.: Недра, 1972. – 174с.

Кизильштейн, Л.Я. Распределение натрия в углях северной части Донецкого бассейна / Л.Я. Кизильштейн, В.И. Вялов, В.В. Гальчиков // Известия вузов. Геология и разведка. 1983_1. №2. С. 70-77.

Кизильштейн, Л.Я. Натрий и калий в микрокомпонентах углей Северного Донбасса / Л.Я. Кизильштейн, В.В. Гальчиков, Ю.А. Федоров // Химия твердого топлива. – 1983_2. – №4. – С.36-42.

Кизильштейн, Л.Я. Натрий в углях Донбасса / Л.Я. Кизильштейн, Ю.А. Федоров, А.Г. Лутохин, В.В. Гальчиков // Разведка и охрана недр. – 1984. – №2. – С. 33-36.

Коробов, А.Д. Метаморфизм угленосных толщ и гидротермально-метасоматические фации межугольных терригенных пластов / А.Д. Коробов, Л.А. Коробова // Геология, геофиз. и разработка нефт. и газ. месторождений. – 2021. – №11(359). – С.52-62.

Куковский, Е.Г. Роль натрия в процессе гидротермальной аргиллизации вмещающих пород Славянского ртутного месторождения в Донбассе / Е.Г. Куковский, Н.П. Мовчан, В.И. Шевченко, И.П. Щербань // Докл. АН УССР. Сер. Б. - 1982. - №3. - С.18-21.

Попов, А.А. Синтез мусковита и парагонита при температурах 350-500^{0}С / А.А. Попов // Геохимия. – 1967. – №10. – С.1064-1070.

Сапрыкин, Ф.Я. Геохимические особенности концентрации редких элементов в различных фациальных типов отложений угленосных формаций / Ф.Я. Сапрыкин, В.Р. Клер, А.Ф. Кулачкова // Угленосные формации и их генезис. – М.: Наука. – 1973. – С.126-138.

Таранушич, Ф.Ф. Элементы – примеси в углях Восточного Донбасса / Ф.Ф. Таранушич // Литол. и полезные ископаемые. – 2003. – №1. – С.97-104.

Хелгесон, Г.К. Комплексообразование в гидротермальных растворах / Г.К. Хелгесон. - М.: Мир, 1967. – 273 с.

Холодов, В.Н. Геохимия осадочного процесса / В.Н. Холодов. – М.: ГЕОС, 2006. – 608 с.

On the role of salty coals in kaolinite transformation into paragonite-type hydromica within the Donbass tonsteins

Korobov A. D.[1], Korobova L. A.[1]

1 – Saratov state national research university, Russia, 410012, Saratov, Astrakhanskaya str., 83, korobad@yandex.ru

The character of kaolinite hydromicatization within the Donetsk Basin tonsteins in the course of metamorphism depends on the types of enclosing coals: either normal or salty ones. Alongside with terrigenous minerals within the coal-bearing masses and the fossil sea waters, indicator authigenous minerals from salty coals – halite and glauberite – should be specified as the sources of sodium and potassium for kaolinite hydromicatization. The conditions, most favorable for formation of the most stable phase of paragonite-type hydromica in kaolinite interlayers, arise within paralic formations over the areas of alkaline caustobioliths formation in the course of metamorphism. In case halite and glauberite from salty coals make the principal source of sodium, brammalite generation begins in matatonsteins during anthracite formation. The process goes on until feldspars and micas begin active supply of potassium into chloride Cl-Ca-Na brine. From this moment on, brammalite in clay interlayers is being rapidly replaced with illite. Eventually, association of paragonite and muscovite-type hydromicas arises within the clay interlayers. If the principal source of the alkaline elements responsible for kaolinite hydromicatization consists of terrigenous minerals from normal (nonsaline) coal-bearing masses (potassium feldspars, micas, plagioclases), exclusively illite develops within metatonsteins.

Keywords: salty coals, tonstein, paragonite.

УДК 552.54 : 552.14

Сидеритовая минерализация в среднеюрском терригенном комплексе юго-запада Татарстана

Королёв А.Э.

Институт геологии и нефтегазовых технологий, КФУ, 420008, г. Казань, Кремлевская, 4/5, albert-korolev-kpfu@mail.ru

В работе рассмотрена сидеритовая минерализация в отложения среднеюрского терригенного комплекса у села Большие Тарханы юго-зада Татарстана. Седиментационно-диагенетические сидериты приурочены к зеленовато-серым известковым мергелям байосского и келловейского яруса. Выделяется три структурно-морфологические группы сидеритовых агрегатов. В байосском ярусе присутствуют пластовые и столбчатые строматолитовые постройки, келловейской – линзовидные тела оолитовых сидеритов. Сидериты имеют биохемогенное происхождения, образовались в седиментационно-диагенетическую стадию литогенеза карбонатно-глинистого донного осадка мелководного Среднерусского палеоморя.

Ключевые слова: юрские отложения, сидериты, форма выделения.

Сидериты в отложениях среднеюрского терригенного комплекса Русской плиты являются относительно редкими образованиями, в отличие от Западной Сибири (Пешехонов, 1975). Достоверно известно лишь об нескольких участках с сидеритовой минерализацией (Ветошкина, 2005). Поэтому новые их находки в юрских отложениях Русской плиты представляют интерес с точки зрения литологических познаний. Полевые выезды на разрезы средней юры в юго-западной части Татарстана, позволили установить еще один участок с проявлением сидеритовой минерализации у села Большие Тарханы. Здесь в правом борту долины реки Волга выходят на поверхность отложения байосского,

батского, келловейского и оксфордско-кимериджского ярусов, представленных песчаниками, алевролитами, глинами и мергелями (Митта и др., 2014).

Сидеритовая минерализация приурочена к средней и верхней частям разреза верхнего байосса и подошве келловейского яруса. Вмещающими их породами являются мергели, характеризующиеся зеленовато-серой окраской, преимущественно пелитовой структурой, тонкослоистой текстурой. Глинистая компонент (55-60%) представлена смешанослойной минеральной фазой иллит-монтмориллонитового состава, хлоритом и иллитом. Аллотигенная часть подразделяется на обломки горных пород (15-20%) и известковые фрагменты органических остатков (25-30%). Из последних наиболее широко развиты остатки кокколитофорид. Именно их наличие обуславливает высокую карбонатность пород.

Снизу вверх по разрезу отмечается определенная зональность расположения сидеритовых агрегатов, различающихся между собой по структурно-морфологическим признакам. В нижней части разреза верхнего байосса сидерит встречается в виде небольших по размерам пластовых строматолитов, выше – в виде столбчатых строматолитов. В разрезе келловейского яруса сидерит образует протяженные линзы толщиной до 2,5 м, сложенные оолитами.

Пластовые сидеритовые строматолиты представляют собой плотные темно-бурые агрегаты с хорошо выраженной волнисто-слоистой текстурой. По данным оптико-микроскопических исследований структура пород микро-тонкозернистая. Отмечается дифференциация сидеритовых зерен по размеру, выраженная в переслаивание микро- и тонкозернистых волнистых слойков. Между слойками отмечаются щелевидные, удлиненные полости пустот, цепочкой вытянутых вдоль границ. Среди сидеритовых зерен присутствуют рассеянные включения аллотигенного материала, представленного глинистыми минералами, зернами кварца и полевых шпатов размером менее 0,05 мм. Из аутигенных минералов встречаются небольшие агрегаты пирита, замещающие сидерит.

Столбчатые строматолиты развиты в локальных участках слоя зеленовато-серого известкового мергеля. Они представляют собой темно-светло-бурые конусовидные образования с широким основанием и более узкой вершиной высотой до 10,0 см (рис. 1). Столбчатые строматолиты образуют небольшие по размерам колонии, где на площадки диаметром от 20,0 до 50,0 см сосредоточено от 4 до 8 конусовидных тел. В основание колоний расположены плиты-линзочки, сложенные оолитовым сидеритом с примесью терригенного материала. В плитах оснований оолиты образуют плотную структурную упаковку, соприкасаясь краями. В качестве цементирующего вещества выступает микрозернистый сидерит, обогащенный глинистым материалом. Цемент базально-порового пипа, выполнения. На подобной подложке расположены все столбчатые постройки строматолитов. На продольных срезах видно, что часть строматолитовых построек развивалась в водорослевых кустах. Реликты водорослей прослеживаются в виде извилистых, протяженных, светло-серых тонких жилок, секущих светло-темно-бурые сидеритовые конусовидные постройки. Сами столбчатые строматолиты сложены пелитоморфным и микрозернистым сидеритом. В конусовидных постройках прослеживаются биогенные теневые структуры в виде извилистых микрослойков и пятнистых обособлений, оконтуренных черными оторочками органоминерального вещества. Частично сидерит замещен агрегатами пирита, образующими прожилковые агрегаты по границам строматолитовых микрослойков и вокруг пятнистых обособлений.

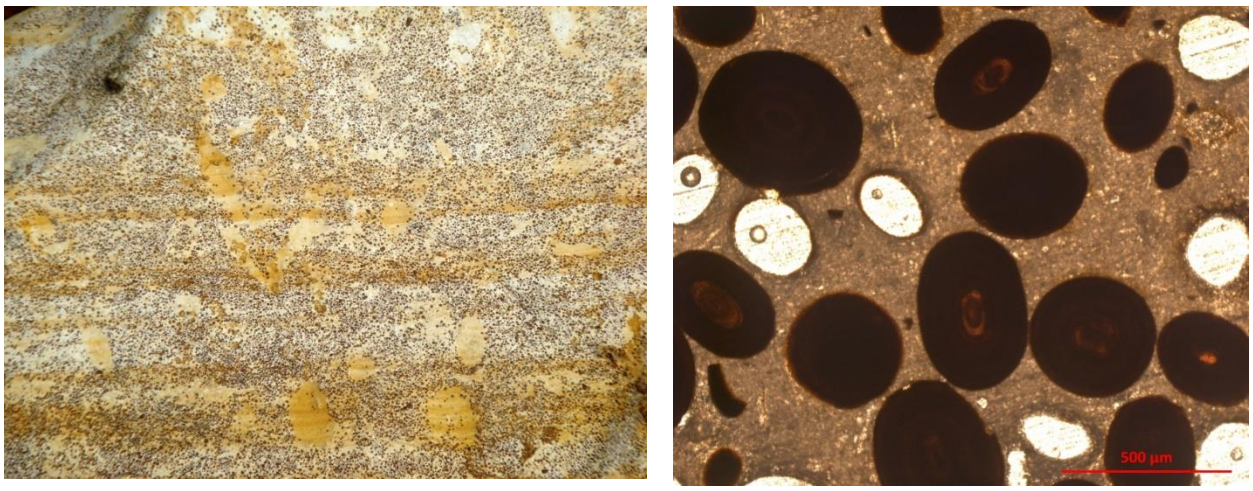


Внешний облик Продольный срез

Рис. 1. Столбчатые строматолитовые сидериты. Фото: Королёв А.Э.

Оолитовые сидериты келловейского яруса встречаются в виде протяженных линзовидных тел желтоватой окраски, залегающих среди зеленовато-серых известковых мергелей. Благодаря цветовой

контрастности они хорошо прослеживаются в обнажениях. Линзовидные тела сложены концентрически-зональными оолитами размером около 1,0 мм. Ядро оолитов представлено гидроокислами железа, придающими ему темно-бурую окраску (рис. 2). По периферии ядер развиты зоны более светлого, желтоватого, пелитоморфного сидерита. Преобладают оолиты изометрично-округлой формы, в меньшем количестве присутствуют оолиты эллиптической формы. Оолитовые агрегаты имеют плотную структурную упаковку, соприкасаясь краями. В качестве цемента выступает микро-тонкозернистый сидерит с включениями обломков кварца и полевых шпатов. Цемент базально-порового типа, выполнения. В отличие от ранее описанных строматолитовых сидеритов, оолитовые разновидности не содержат аутигенных пиритовых агрегатов. Из других железистых минералов спорадически встречаются агрегаты глауконита.



Внешний облик Продольный срез шлифа

Рис. 2. Оолитовые сидериты. Фото: Королёв А.Э.

Учитывая структурно-морфологические особенности сидеритовых агрегатов можно заключить, что в известковых мергелях байосского ярусам сидеритовая минерализация формировалась на стадии седиментогенеза, в мергелях келловейского яруса – на стадии раннего диагенеза. Наличие сидеритов в известковых мергелях указывает, что карбонатно-глинистые породы образовывались в условиях слабо восстановительной или нейтральной среды при дефиците кислорода. Это способствовало переходу трехвалентного железа в двухвалентную форму. При развитии строматолитовых колоний водная среда вокруг них была обогащена углекислым газом, выделяемым как кустами водорослей при фотосинтезе, так и колониальными микробиальными сообществами. Следы выделения газовых пузырьков отмечаются в пластовых строматолитах в виде пустот-каверн по границам микрослойков. Углекислый газ при взаимодействии с водой связывался в гидрокарбонат-ион (HCO_3^-), который в присутствие активного железа образовывал сидерит:

$Fe^{2+} + 2HCO_3^- \rightarrow Fe(HCO_3)_2 \rightarrow FeCO_3 + H_2O + CO_2$.

Оолитовые сидериты образовывались в условиях активной гидродинамики водной среды на мелководье (Асочакова и др., 2010). Близость береговой линии способствовало обогащению донного осадка гидроокислами железа, которые коагулировали в изометрично-округлые агрегаты. На подготовленных железистых затравках впоследствии шел процесс осаждения сидерита. При уплотнении осадка в диагенезе оолитотовые агрегаты приобрели плотную структурную упаковку и впоследствии сцементировались выпадающим из растворов пелитоморфным и микрозернистым сидеритом.

Таким образом, структурно-геоморфологические особенности сидеритовых агрегатов отражают как геохимические особенности в придонном слое воды, так и положение уровня воды в эпиконтинентальном мелководно-морском бассейне породообразования.

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

Литература

Асочакова Е.М. К геохимии оолитовых и болотных железных руд Томской области / Е. М. Асочакова, С. И. Коноваленко // Вестник Томского государственного университета. – 2010. – № 341. – С. 222-225.

Ветошкина, О. С. Сидеритовая минерализация биогенных комплексов Нижневычеготской впадины севера Русской плиты / О. С. Ветошкина // Вестник геонауки. – 2005. – №4. – С. 23-27.

Митта, В. В. Стратиграфия средней юры юго-запада Республики Татарстан / В. В Митта, В. В. Костылева, Л. А. Глинских, Б. Н. Шурыгин, И. А. Стародубцева // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2014. – Т. 22. – №1. – С. 31-46.

Пешехонов, Л. В. К характеристике текстурно-структурных особенностей юрских сидеритов как возможных индикаторов степени диагенеза (на пример нефтегазоносных отложений Томской области) / Л. В. Пешехонов // Известия Томского политехнического института. – 1975. – Т.297. – С.50-53.

Siderite mineralization in the Middle Jurassic terrigenous complex of the south-west of Tatarstan

Korolev A.E.

Institute of Geology and Oil and Gas Technologies, KFU, 420008, Kazan, Kremlevskaya, 4/5, albert-korolev-kpfu@mail.ru

The paper considers siderite mineralization in the sediments of the Middle Jurassic terrigenous complex near the village of Bolshye Tarkhany in the south-west of Tatarstan. Sedimentation-diagenetic siderites are confined to greenish-gray calcareous marls of the Bajocian and Kellovian tiers. Three structural and morphological groups of siderite aggregates are distinguished. In the Bajocian tier there are stratified and columnar stromatolite structures, in the Callovian – lenticular bodies of oolitic siderites. Siderites are of biochemogenic origin, formed during the sedimentation-diagenetic stage of lithogenesis of carbonate-clay bottom sediment of the shallow Central Russian Paleomorian.

Keywords: Jurassic sediments, siderites, form of isolation.

УДК 552.578.2.061.42 : 552.089

Стадийность литогенеза нефтеносных кварцевых песчаников бобриковского горизонта Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода

Королёв Э.А., Ескин А.А., Валидов М.Ф., Королёв А.Э., Захарова Н.С.

Институт геологии и нефтегазовых технологий, КФУ, 420008, г. Казань, Кремлевская, 4/5, edik.korolev@gmail.com

В работе рассмотрено литолого-минералогические особенности песчаников бобриковского возраста. На основе оптико-микроскопического и рентгенографического анализов установлена стадийность литогенеза песчаных пород коллекторов. Выявлено три стадии формирования нефтеносных песчаников: седиментогенез, фоновый литогенез погружения и флюидный литогенез. В стадию седиментогенеза образовывались два генетических типа песчаников, прибрежно-морские, слагающие нижнюю часть разреза бобриковской терригенного комплекса, и континентальные аллювиальные, распространенные в средней и верхней части разрезов. В процессе фонового литогенеза кварцевые песчаники приобрели плотную структурную упаковку зерен. В диагенезе из поровых растворов пород выпадал кальцит, а в прибрежно-морских песчаниках и глауконит, шел процесс пиритизации фрагментов древесины. В катагенезе в местах контактов кварцевых зерен за счет избирательного растворения сформировались кластерные агрегаты, часть кварцевых зерен приобрело габитусные элементы, крупные чешуйки мусковита подверглись механическим деформациям и частичной гидратации по периферии. При флюидном литогенезе на стадии формирования коллекторских свойств из всех песчаников был выщелочен кальцитовый цемент, вновь активизировались процессы растворения зерен кварца. Неоднократные приходы в песчаные коллекторы водонефтяных флюидов и последующие процессы окисления нефти привели к захвату регенерационными каемками кварцевых зерен битумных включений. Часть растворенного кремнезема образовала радиально-лучистые агрегаты в глинистых иллит-каолинитовых агрегатах. Некоторые гидратированные чешуйки мусковита с периферии метасоматически заместились волокнистым халцедоном. На стадии окисления нефтяных залежей в бобриковских песчаных коллекторах стали образовываться аутигенный кальцит, реже ангидрит.

Ключевые слова: бобриковский горизонт, песчаник, литогенез

На территории Республики Татарстан терригенные отложения бобриковского горизонта являются одним из основных эксплуатационных объектов. Основные запасы нефти сосредоточены в пределах Южно-Татарского свода и сопряженного с ним восточного борта Мелекесской впадины. Бобриковские отложения повсеместно с несогласием залегают на эродированной поверхности карбонатных пород турнейского яруса. В зависимости от глубины эрозионной проработки карбонатного плато турнейского возраста мощности бобриковской терригенной толщи могут меняться от 4,0 до 35,0 м. Относительно небольшие толщины приурочены к слабо эродированным участками, наиболее мощные – к эрозионно-карстовым понижениям (Ларочкина и др., 2009). В разрезах бобриковского горизонта основными нефтеносными породами коллекторами являются песчаники, функцию пород флюидоупоров выполняют заглинизированные алевролиты и аргиллиты. В отдельных скважинах нефтеносные песчаники перекрываются слоями бурого угля (Korolev и др., 2023). Основная проблема разработки бобриковских песчаных коллекторов заключается в недостаточной изученности их распространения и строения. Часто в процессе бурения, казалось бы, простых нефтяных залежей, приходится менять контуры нефтеносных пластов и уменьшать толщины этажа нефтеносности с уменьшением подсчитанных запасов нефти (Ларочкина и др., 2011). Встречаются проблемы и с разработкой за счет неравномерной проницаемости и заглинизированности песчаных пластов. В последние годы в практику разработки месторождений входит моделирование, требующее высокого качества подготовки геологической основы. Поэтому для эффективного проектирования бурения скважин необходимо иметь представление об закономерностях развития пород коллекторов.

В рамках этой работы было проведено изучение процессов формирования песчаных пород коллекторов на различных стадиях литогенеза. Объектом исследования служили керны скважин, вскрывших нефтяные залежи бобриковского горизонта на западном склоне Южно-Татарского свода и восточном борту Мелекесской впадины. Часть нефтяных залежей является продуктивными, часть – в различной степени обводненные. За счет разнообразия состава водонефтяных флюидов появилась возможность оценить характер литолого-минералогических преобразований песчаных коллекторов на различных стадиях окисления нети. Основными методами исследования являлись оптико-микроскопический и рентгенографический анализы.

С целью определения фациальных условий образования песчаников были изучены основные вмещающие их породы бобриковского терригенного комплекса, в первую очередь аргиллиты и алевролиты. Аргиллиты, являющиеся наиболее распространенными породами в нижней части визейского яруса, сложены дисперсными глинистыми частичками иллита и каолинита. Частички глинистых минералов плотно прилегают друг к другу базальными плоскостями, образуя аксиальную структуру. Между глинистыми пластинками располагается органическое вещество, придающее аргиллитам черную окраску. Органическое вещество распределено неравномерно, что обуславливает слоистую микротекстуру пород. В аргиллитах присутствует от 5 до 15% аллотигенных зерен кварца и чешуек мусковита алевритовой размерности, а также единичные пиритизированные фрагменты растительных остатков. В целом минеральный состав и тонкая горизонтальная слоистость аргиллитов свидетельствуют об их формирование в заглубленных участках бассейна седиментации. Застойные условия среды способствовали сохранению органической массы, поступавшей с суши. Алевролиты, в отличие от аргиллитов сложены большей частью алевритовыми кварцевыми зернами с примесью обломков полевых шпатов и чешуек мусковита. Зерна полуокатанные и угловатые, изометричного и удлиненного облика, соприкасаются краями, образую структурную упаковку ромбоэдрического типа. Алевролиты в большинстве своем обогащены глинистым материалов, который сконцентрировал в межзерновом пространстве пород, либо образует тонкие черные слойки. В нижней части разрезов бобриковского горизонта обломки минералов сцементированы тонкозернистым кальцитовым цементом порового типа. В алевролитовых слоях по разрезу отмечается закономерное изменение текстурных особенностей, если в нижней части преобладают текстуры взмучивания и биотурбации, то в верхней – горизонтально слоистые.

Сами песчаники по составу кварцевые. По данным рентгенографического анализа доля кварца составляет 97-99% породы, в качестве примесей присутствуют полевые шпаты, мусковит и глинистые минералы иллит-каолинитового состава. В нижней части разрезов в составе песчаников появляется кальцит, реже ангидрит. Оптико-микроскопические исследования показали, что независимо от интенсивности нефтенасыщенности пород коллекторов все песчаники характеризуются сходными структурно-текстурными параметрами. Преобладающие размеры зерен составляют 0,1-0,25 мм, доля алевритовой фракции варьирует от 5 до 15%, пелитовая фракция составляет 1-2%. То есть, песчаники довольно хорошо отсортированы по размерам обломочной компоненты. Текстуры песчаников в нижней части разреза биотурбированные, либо массивные, в средней и верхней части – массивные, косослоистые за счет неравномерного распределения глинисто-алевритового материала. Окраска песчаников определяется наличием и степенью окисленности нефти, чаще преобладает однородная темно-бурая, которая в зонах водонефтяных контактов доходит до черной, в водоносных участках – светло-серая. Изучение пород в шлифах подтвердило данные рентгенографического анализа. Все песчаники сложены в основном зернами кварца, зерна ортоклаза и чешуйки мусковита в совокупности

составляют 1-2%. Из акцессорных минералов присутствуют окатанные зерна циркона. Обломки минералов полуокатанные, характеризуются изометричным, реже удлиненным обликом, соприкасаются краями между собой, создавая жесткий несжимаемый скелет породы. В песчаных слоях кварцевые зерна образую контакты соприкосновения. При относительно рыхлом сложение зерен преобладают точечные контакты, при более плотной структурной упаковке – протяженные выпукло-вогнутые контакты взаимного приспособления. Формирование контактов взаимного приспособления связано с частичным растворение зерен кварца в местах приложения давления с последующим поступление в поровое пространство растворенного кремнезема. За счет этого в породах широко развиты процессы кластеризации (образования агрегатных сростков с однородным погасанием) и регенерации с появлением у кварцевых зерен габитусных элементов в виде граней и углов. В последних, между исходными обломками кварца и регенерационной оторочкой, часто наблюдаются темно-бурая пленочка окисленной нефти, захваченная в процессе регенерационного роста. В участках развития глинистой минерализации фиксируются редкие агрегаты радиально-лучистого халцедона (Королев и др., 2021). Процессом окремнения охвачены и чешуйки мусковита. Часть из них по периферии расщепляется на отдельные пластинки, по которым развиваются волокна халцедона. Обломки минералов в нефтенасыщенных песчаниках сцементированы кремнеземистым цементом контактово-регенерационного типа, участками глинистым иллит-каолинитовым цементом пленочно-порового типа. В битумонасыщенных песчаниках зоны водонефтяного контакта появляется кальцитовый и ангидритовый цемент порово-сгусткового типа с яснозернистой структурой. В водоносных песчаниках кальцитовая цементация проявляется наиболее интенсивно. Причем по ним развиваются многочисленные агрегаты аутигенного пирита. В биотурбированных песчаниках из аутигенных минералов отмечаются изометричные и овальные глобули зеленоватого глауконита.

Большая часть песчаников характеризуется высокими петрофизическими параметрами. Их пористость составляет 15-20%, проницаемость – 0,47-68,3 мД. Поры межзерновые, сообщающиеся, образуют переплетающиеся каналы диаметром до 0,1 мм, выполнены нефтью.

Учитывая полученные результаты, можно выделить несколько стадий литогенеза песчаных пород коллекторов бобриковского горизонта: седиментогенез, фоновый литогенез погружения, наложенный флюидный литогенез.

На стадии седиментогенеза формировался минеральный скелетный каркас песчаников из привнесенных кварцевых зерен. Текстурные особенности пород позволяют считать, что в нижней части бобриковского терригенного комплекса песчаники образовывались в прибрежно-морских условиях, а в средней и верхней – в континентальных. На существование прибрежно-морских условий указывают следы биотурбации в обломочных породах, образовавшиеся в процессе жизнедеятельности донных организмов, наличие редких отпечатков брахиопод в аргиллитах и присутствие зерен глауконита. Следует сказать, что в начале визейского века Южно-Татарский свод представлял собой остров, отделенный от основного континента системами прогибов. В условиях экваториального климата островное карбонатное плато, сложенное известняками турнейского яруса, подвергалось процессам эрозии. В результате этого на поверхности палеосвода сформировались много численные эрозионно-карстовые понижения, соответствующие современным формам карстового рельефа – полье, изометричные провалы, линейно-вытянутые протяженные ложбины, лога и овраги (Сайфутдинов и др. 2018), (Серова, 2013). В бобриковское время прогибы большей частью были нивелированы терригенным материалом, сносящимся с восточной части Русской платформы, и часть обломочных зерен течениями стали поставляться в ранее образовавшиеся эрозионно-карстовые полости. Наличие связи с морским бассейном привело к заселению песчано-алевритовых донных отложений илоедами. Впоследствии прибрежно-морские пески, алевролиты и глины послужили основой для формирования континентальных отложений. В средней и верхней части разрезов песчаные тела образовывались в результате деятельности русловых потоков, на что указывает косая слоистость и наличие фрагментов углефицированной растительности. Несмотря на разный генезис, все песчаники за счет активной гидродинамики водной среды приобрели хорошую сортировку и структурный тип упаковки обломков минералов близкий к ромбоэдрическому.

В процессе погружения песчаников вглубь земли зерна кварца сближались друг с другом, глинистый материал перераспределялся в их межзерновое пространство, из поровых растворов кристаллизовался глауконит и кальцит. Вероятно, в диагенезе начался и процесс замещения фрагментов растений биохемогенным пиритом. В зоне катагенеза в точках соприкосновения кварцевых зерен активизировались процессы избирательного растворения под действием литостатического давления. Точечные контакты соприкосновения трансформировались в протяженные выпукло-вогнутые контакты взаимного приспособления. По-видимому, в это время шел процесс образования кластерных сростков. Близко находящиеся зерна кварца с общей или близкой кристаллографической ориентировкой стали срастаться в агрегаты. Часть активного растворенного кремнезема способствовала регенерации кварцевых зерен. При уплотнение кварцевых зерен относительно большие чешуйки мусковита деформировались. В результате неравномерного давления они

волнообразно изгибались. По периферии мусковитовые чешуйки за счет гидратации расщеплялись на отдельные пластинки, образуя структуру подобия «конского хвоста».

На стадии флюидного литогенеза бобриковские песчаник претерпели более интенсивные преобразования. В период формирования коллекторских свойств из них был полностью выщелочен кальцитовый цемент, что привело к существенному увеличению пористости и проницаемости пород. О существование кальцитового цемента указывают лишь следы коррозии некоторых кварцевых зерен. Неоднократные приходы водонефтяных флюидов и последующие процессы окисления нефти в пластах стимулировали перераспределения кремнезема. Растворенный кремнезем, как и в стадию литогенеза погружения, частично шел на регенерацию кварцевых зерен. Так как регенерация осуществлялась в среде обогащенной тяжелыми углеводородами окисленной нефти, то регенерационные кварцевые каемки захватывали адсорбированные на зернах-затравках битумные пленочки. Часть растворенного кремнезема шла на образование радиально-лучистых агрегатов халцедона, формирующихся в глинистом иллит-каолинитовом цементе, часть – на метасоматическое замещение гидратированных с периферии чешуек мусковита. В период окисления ранее образованных нефтяных залежей активизировались процессы кальцитизации. На водонефтяных контактах сначала формировались порово-сгустковые кальцитовые агрегаты, сложенные зернами 0,1-0,5 мм. По мере роста степени окисленности нефти количество сгустковых агрегатов увеличивается, пока они полностью не сливаются между собой. При этом существенно меняется окраска песчаников с темно-бурой битуминозной подзоны водонефтяного контакта на светло-серую водоносной подзоны водонефтяного контакта. В случае проникновения в нефтяной пласт законтурных пластовых вод, обогащенных сульфат-ионами, на водонефтяном контакте образуются сгустковые агрегаты ангидрита, сложенные призматическими и удлиненно-вытянутыми кристаллами одноименного минерала. Заключительная стадий наложенного флюидного литогенеза во всех случаях проявляется аутигенной пиритовой минерализацией. Новообразованный пирит метасоматически замещает яснозернистый кальцит породы. Его образование связано с развитием в поровых растворах зоны водонефтяного контакта сульфатредуцирующих микробиальных сообществ.

Таким образом, бобриковские нефтеносные песчаники восточного борта Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода последовательно прошли три стадии литогенеза. На первой и второй стадии был сформирован минеральный скелет пород, предрасположенный при определенных условиях нарастить свой емкостно-фильтрационный потенциал. На третьей стадии, в период миграции агрессивных водонефтяных флюидов был реализован процесс увеличения емкостно-фильтрационного потенциала пород за счет растворения и выноса кальцитового цемента, в период окисления нефти в пластах, вновь активизировались минералообразующие процессы, направленные на залечивание ранее сформированных межзерновых пор.

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

Литература

Королев, Э. А. Особенности преобразования кварцевых песчаников визейского яруса под влиянием водонефтяных флюидов / Э. А. Королев, А. Н. Кольчугин, А. И. Бахтин, А. А. Ескин, Л. В. Музалевская, Э. Р. Бариева // Литосфера. – 2021. – № 2. – С. 198-206.

Ларочкина, И. А. Типизация залежей нефти в продуктивных бобриковских отложениях и закономерности их развития – основа проектирования бурения скважин / И. А. Ларочкина, Р. Р. Ганиев, Т. А. Капкова // Георесурсы. – 2009. – № 4. – С. 19-21.

Ларочкина, И. А. О причинах низкой заполняемости ловушек нефти в тульско-бобриковских отложениях на северо-востоке Татарстана / И. А. Ларочкина, С. П. Новикова // Георесурсы. – 2011. – № 4. – С. 31-33.

Лобусев, А. В. Особенности геологического строения и размещения залежей в нижнекаменноугольном (бобриковский горизонт) природном резервуаре / А. В. Лобусев, М. А. Лобусев, Л. Н. Салахова // Территория Нефтегаз. – 2015. – № 4. – С. 46-51.

Сайфутдинов, М. А. Исследования о наличие гидродинамической связи между терригенными бобриковскими и карбонатным турнейским объектами на базе геолого-технологической модели участка месторождения / М. А. Сайфутдинов, И. Н. Хакимзянов, В. Н. Петров, Р. И. Шешдиров, Л. М Миронова // Георесурсы. – 2018. – № 1. – С. 2-8.

Серова, Е.Н. Влияние палеотектоники на особенности формирования бобриковских врезов / Е. Н. Серова // Нефть. Газ. Новации. – 2013. – № 2. – С. 37-40.

Korolev, E. A. Reservoir oil deposits in terrigenous complexes of the Bobrikian horizon of the western slope of the South Tatar arch / E. A. Korolev, A. A. Eskin, A. E. Korolev, E. R. Barieva, A. A. Alina // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2023. – № 1154(1). – Art. 012028.

Lithogenesis stages of oil-bearing quartz sandstones of the Bobrikian horizon on the Melekess depression and the South Tatar arch

Korolev A.E., Eskin A.A., Validov M.F., Korolev A.E., Zakharova N.S.

Institute of geology and petroleum technologies, KFU, 420008, Kazan, Kremlevskaya, 4/5, edik.korolev@gmail.com

The paper considers the lithological and mineralogical features of sandstones of the Bobrikian horizon. On the basis of optical-microscopic and X-ray analysis, the stages sandy rocks lithogenesis of reservoirs were established. Three stages of formation of oil-bearing sandstones have been identified: sedimentogenesis, background dipping lithogenesis, and fluid lithogenesis. At the stage of sedimentogenesis, two genetic types of sandstones were formed: coastal-marine, composing the lower part of the section of the Bobrikian terrigenous complex, and continental alluvial, common in the middle and upper parts of the sections. In the process of background lithogenesis, quartz sandstones acquired a dense structural packing of grains. In diagenesis, calcite precipitated from the pore solutions of the rocks, and glauconite also precipitated in the coastal-marine sandstones, and the process of pyritization of wood fragments took place in both. During catagenesis, cluster aggregates formed at the contact points of quartz grains due to selective dissolution, and some of the quartz grains acquired habit elements; large flakes of muscovite were subjected to mechanical deformations and partial hydration along the periphery. During fluid lithogenesis, at the stage of formation of reservoir properties, calcite cement was leached from all sandstones, and the processes of dissolution of quartz grains were again activated. Repeated arrivals of water-oil fluids in sandy reservoirs and subsequent processes of oil oxidation led to the capture of quartz grains of bituminous inclusions by regeneration rims. Part of the dissolved silica formed radial-radiant aggregates in clayey illite-kaolinite aggregates. Some hydrated muscovite flakes from the periphery were metasomatically replaced by fibrous chalcedony. At the stage of oxidation of oil deposits in the Bobrikian sandy reservoirs, authigenic calcite began to form, less often anhydrite.

Keywords: Bobrikian horizon, sandstone, lithogenesis

УДК 551.31

Индикаторные возможности РЗЭ при интерпретации генезиса месторождений каолиновых глин

Коршунов Д.М., Окина О.И.

Геологический институт РАН. Россия, 119017, Москва, Пыжевский переулок 7/1, dmit0korsh@gmail.com

В работе сравниваются данные о распределении РЗЭ в разных типах месторождений каолиновых глин. Месторождения первичного каолина: Еленинское (кора выветривания) и Боровичское (болотный аутигенный синтез). Месторождения переотложенного каолинита: Латненское и Шулеповское (переотложение продуктов кор выветривания с преобразованием в месте аккумуляции материала). В результате сравнения РЗЭ в разных образцах каолиновых глин удалось выделить несколько групп по геохимии и показать близость Латненского с Боровичским месторождением, а Шулеповского с Еленинским. Делается вывод о значительной интенсивности процессов локальной перекристаллизации вещества Латнеского месторождения и малой интенсивностью таких процессов для каолинов Шулеповского месторождения.

Ключевые слова**:** каолинит, РЗЭ, геохимия

Каолинит – глинистый минерал специфических условий образования. В литологии каолинит является индикатором континентальных обстановок. Большая часть промышленно значимых скоплений каолинита формируется в корах выветривания, также месторождения каолинита известны переотложенные и аутигенные аллювиальные или болотно-аллювиальные. Помимо этого месторождения каолинита могут формироваться гидротермальными флюидами. Реконструкция генезиса месторождений каолинита не всегда очевидна и может быть осложнена наложением разных геологических процессов. С этой точки зрения, использование данных о распределении РЗЭ в

каолинитовых глинах может быть эффективным инструментом, позволяющим уточнить генезис конкретного месторождения.

Для сравнения и анализа содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) в каолиновых глинах были отобраны образцы Латненского, Боровичского, Шулеповского и Еленинского месторождений, с близким качеством каолинового сырья, но разным генезисом. Краткая характеристика этих месторождений приводится ниже. Для сравнения также был взят образец гидротермального жильного каолинита золотокварцевого порфирового месторождения.

Латненское месторождение расположено в окрестностях г. Воронеж. Структурно относится к центральной части Воронежской антеклизы и сложено аптской глинисто-песчаной толщей с линзами каолинита. Латненское месторождение приурочено к аллювиально-пойменным и озёрно-болотным фациям, залегает на девонских отложениях и перекрывается верхнемеловыми и четвертичными отложениями. Продуктивная толща имеет мощность от 4 до 40 м. Минеральный состав каолинитовых глин переменчив и варьирует по содержаниям каолинита, смектитов и органического вещества. А.Д. Савко и его коллеги показали, что образование богатых каолинитом глинистых линз происходило в результате размыва девонских, насыщенных каолинитом, песчаников и их накопления в низовьях рек с последующей перекристаллизацией материала (синтезом каолинита) в застойных водных условиях (Бортников и др., 2016).

Боровичское месторождение расположено в Новгородской области рядом с г. Боровичи, структурно находится на самой северной оконечности Московской синеклизы. Разрез месторождения в нижней части начинается с девонских мергелей и доломитов. На девонских отложениях залегает нижнекарбоновая визейская толща, сложенная прослоями углей, песков, и глин (озёрная фация), на которой, в свою очередь, локализуется основной продуктивный горизонт сухарных глин. Вверх по разрезу континентальные отложения сменяются также визейскими, но морскими глинами и известняками (Балбашевский и др., 1941). Разрез венчается четвертичными отложениями, мощность продуктивного горизонта 2–5 м. Минеральный состав сухарных глин – каолинит и гидроксиды алюминия. Генезис Боровичского месторождения остаётся спорным: с одной стороны предполагается синтез каолинита в коре выветривания (Игнатов и др., 2003), с другой стороны горизонты сухарных глин тесно ассоциируют с углями, что может объясняться болотным синтезом каолинита, то есть взаимодействием алюмосиликатов с гумусовыми кислотами (Chamley, 1989), на подобии месторождений Миссури (Keller, 1953).

Шулеповское месторождение находится в южной части Рязанской области рядом с пос. Милославское, на стыке Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. Сложено нижненеогеновыми глинисто-песчаными отложениями с переменным минеральным составом. Внутри этой толщи локализованы три каолинитовых линзы, мощностью 1–4 м. Продуктивный горизонт залегает на верхнемеловых отложениях и перекрывается четвертичными. Минеральный состав каолинитовых линз: каолинит, смешанослойный смектит и иллит. Генезис Шулеповского месторождения близок генезису Латненского – переотложение первичного каолиноносного материала и дальнейшая перекристаллизация материала в застойных водных условиях (Коршунов, Богуславский, 2022).

Еленинское месторождение расположено в Челябинской области у пос. Новокаолиновый. Локализуется в пределах пермского Джабык-Карагайского гранитного массива и является классической корой выветривания каолинового профиля площадного типа (Овчинников, 2010). Полная глубина коры выветривания составляет 200 м, но продуктивный горизонт не превышает 40 м. Минеральный состав каолиновых глин крайне изменчив и связан с породами-реликтами, по которым происходило выветривание.

Таким образом для изучения распределения РЗЭ в каолиновых глинах были выбраны образцы двух месторождений первичного каолинита (Боровичское месторождение – аутигенное болотное образование, Еленинское месторождение – образование каолинита в коре выветривания) и двух месторождений вторичного или смешанного каолинита (переотложение каолиносодержащих пород и последующая перекристаллизация материала с синтезом каолинита в застойных водных условиях). В качестве некоторого репера используется образец гидротермального жильного каолинита.

Для изучения распределения РЗЭ в каолинитах выбирались образцы с наибольшим содержанием каолинита, который предварительно определялся методом рентгено-дифракционного анализа в ориентированных препаратах. Определение РЗЭ производилось методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) прибором Element2, Thermo Scientific Fisher (США) в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН.

Традиционно в литологической геохимии используют значения «PAAS» – усреднённый австралийский сланец (Taylor, Mclennan, 1985) для нормирования результатов содержаний РЗЭ, который в результате широкого распространения стал общепринятым стандартом. Однако, каолинит является минералом конечной стадии гипергенной эволюции вещества (Котельников, 2012) и с этой точки зрения содержания РЗЭ в мономинеральных каолиновых породах скорее должны быть близки таковым содержаниям в усреднённой верхней коре, в данной работе используются значения верхней

коры, полученные С. Тэйлором и С. Маклененом (Taylor, Mclennan, 1985). Для корреляции и анализа результатов рассчитывались показатели европиевой и цериевой аномалии (Eu/Eu* и Ce/Ce*) и отношение ΣCe/ΣY (ΣCe – сумма La-Eu, ΣY – сумма Gd-Lu + Y).

Результаты. Все результаты показаны в таблице 1. Для Латненского месторождения характерны относительно невысокие суммарные содержания РЗЭ (ΣREE+Y = 80–83 ppm) и незначительное накопление лёгких РЗЭ по отношению к тяжёлым (2,33–2,52). Значения европиевой и цериевой аномалий составляют 0,85 и 0,92 соответственно. В образцах Боровичского месторождения РЗЭ содержится в большем количестве (ΣREE+Y = 213 ppm), отношение ΣCe/ΣY составляет 2,33 так же, как и в образцах Латненского месторождения. Eu/Eu* и Ce/Ce* в образцах Боровичского месторождения составляет 0,71 и 0,95. В образцах Шулеповского месторождения характерно, что для каждой каолиновой линзы значения несколько отличаются. Суммарное содержание РЗЭ и иттрия – 215–289 ppm, ΣCe/ΣY составляет 5,25–6,54, а Eu/Eu* и Ce/Ce* равны 0,87 и 1,1 соответственно.

Табл. 1. Результаты интерпретации содержаний РЗЭ

Месторожд.	Латн. Мр		Боров. МР	Шулеп. МР		Елен. МР	Гидрот.
Обр.	**ЛТ-36**	**8Ср**	**Bor 1**	**3.6.8**	**МА 4**	**Mar 1**	**Г. 1**
Eu/Eu*	0,85	0,83	0,71	0,87	0,87	0,99	3,92
Ce/Ce*	0,92	0,91	0,95	1,05	1,10	1,10	1,05
ΣREE+Y	83,58	82,30	213,03	215,71	289,12	404,60	134,96
ΣLREE	59,86	57,63	149,10	182,22	242,83	374,30	133,71
ΣHREE	23,72	24,67	63,93	33,49	46,29	30,31	1,25
ΣCe/ΣY	2,52	2,34	2,33	5,44	5,25	12,35	106,71

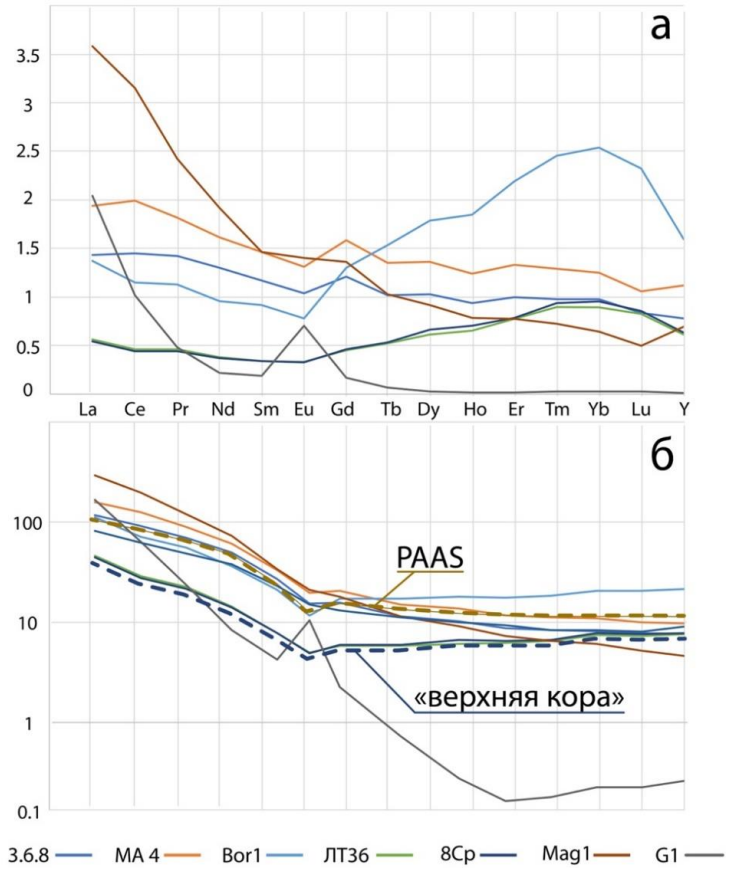


Рис. 1. Спайдер-диаграммы распределения РЗЭ в каолиновых глинах

а – нормированные на усреднённую верхнюю кору по (Taylor, Mclennan, 1985); б – нормированные на хондрит по (Taylor, Mclennan, 1985)

Другие показатели демонстрируют образцы Еленинского месторождения: ΣREE+Y – 404 ppm, ΣCe/ΣY – 12,35, Eu/Eu* и Ce/Ce* – 0,99 и 1,1 соответственно. В свою очередь, резко отличается от всех вышеописанных данных, результаты определения РЗЭ в гидротермальном каолините. При относительно небольшом суммарном накоплении РЗЭ (168 ppm), наблюдается резкое превосходство лёгких РЗЭ на тяжёлыми (ΣCe/ΣY = 106), а также крайне высокие значения европиевой аномалии – 3,92. Спайдер диаграммы распределения РЗЭ в каолиновых глинах представлены на рис.1.

Считается, что ΣCe/ΣY – индикатор климата, Ce/Ce* – индикатор обстановок, Eu/Eu* – индикатор эндогенного воздействия (Балашов, 1976), однако, на наших данных такая система не прослеживается за исключением показателя европиевой аномалии (в образце гидротермального каолинита наблюдается наибольшее значение). Из полученных нами данных следует, что распределение РЗЭ в каолиновых глинах разделяет изученные образцы на 3 группы: первая группа –Латненское и Боровичское месторождения; вторая группа – Шулеповское месторождение; третья группа – Еленинское месторождения. Гидротермальный каолинит резко отличается от всех остальных. Исходя из опубликованных данных о генезисе месторождений, ожидались несколько другие результаты, а именно объединение в одну группу Латненского, Шулеповского и Боровичского месторождений с отделением от них Еленинского.

Стоит отметить, что на спайдер-диаграммах поведение РЗЭ Шулеповских и Еленинских каолинитов очень похожи и отличаются незначительно в области лёгких РЗЭ. Этот факт должен указывать на то, что при образовании Шулеповского месторождения переотложенный каолинит практически не претерпевал аутигенную перекристаллизацию, как это происходило при образовании Латненского месторождения. Тот факт, что распределение РЗЭ Латненского и Боровичского месторождений очень близки и максимально отличаются от образцов Еленинского, указывает на превалирующий факт аутигенного синтеза каолинита, но протекающего не за счёт активного гидролиза (коровое образование), а в результате альтернативного механизма, а именно болотного (или озёрного) синтеза при низких pH.

Литература

Бортников, Н. С. Латненское месторождение огнеупорных глин (Центральная Россия) / Н.С. Бортников, А.Д. Савко, В.М. Новиков, Н.М. Боева // Литология и полезные ископаемые. – 2016. –№ 6. – С. 487–500.

Неметаллические ископаемые СССР / Ю.В. Балбашевский [и др.] ; под ред. А.Е. Ферсмана. – Л.: Изд. Ак. наук СССР, 1941. – 771 с.

Игнатов, П.А. Концентрирование редких, рассеянных и благородных металлов в визейских отложениях Боровичского района / П.А. Игнатов, А.В. Болонин, Н.В. Тихонова // Изв. Выс. Учеб. Заведений. Геология и разведка. – 2003. – №1. – С. 52–57.

Chamley, H. Clay Sedimentology / H. Chamley. – Berlin : Springer, 1989. – 623 p.

Keller, W.D. The Origin of Missouri Fire Clays / W.D. Keller // Clays and Clay Minerals. – 1953. – V. 2. – № 1. – P. 7–46.

Коршунов, Д.М. Минералого-геохимические особенности, генезис и возраст огнеупорных глин Шулеповского месторождения (Рязанская область, центральная часть Европейской России) / Д.М. Коршунов, М.А. Богуславский // Литология и полезные ископаемые. – 2022. – № 1. – С. 85–102.

Овчинников, В.В. Еленинский субширотный разлом Джабык-Карагайского гранитного массива / В.В. Овчинников // Геология, полез. ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. – 2010. – № 8. – С. 75–76.

Taylor, S. R. The geochemical evolution of the continental crust / S.R. Taylor, S.M. McLennan // Reviews of Geophysics. – 1995. – № 2 (33). – P. 241.

Котельников, Д.Д. Главнейшие факторы эволюции глинистых минералов в осадочном процессе. Статья 2. Накопление и постседиментационное преобразование глинистых минералов / Д.Д. Котельников // Изв. Выс. Учеб. Заведений. Геология и разведка. – 2012. – № 3. – С. 9–19.

Геохимия редкоземельных элементов / Ю.А. Балашов. – М.: Наука, 1976. – 269 с.

Indicator possibilities of rare earth elements in the interpretation of the genesis of kaolin clay deposits

Korshunov D.M., Okina O.I.

Geological Institute RAS, 119017, Moscow, Pyzhevsky lane, 7, dmit0korsh@gmail.com

The paper compares data on the distribution of REE in different types of kaolin clay deposits. Deposits of primary kaolin: Yeleninskoe (weathering crust) and Borovichskoe (bog authigenic synthesis). Deposits of redeposited kaolinite: Latnenskoye and Shulepovskoye (redeposition of

weathering crust products with transformation at the site of material accumulation). As a result of comparison of REE in different samples of kaolin clays, it was possible to distinguish several groups by geochemistry and show the proximity of Latnensky to the Borovichsky deposit, and Shulepovsky to the Yeleninsky deposit. The conclusion is made about the significant intensity of the processes of local recrystallization of the substance of the Latne deposit and the low intensity of such processes for the kaolins of the Shulepovsk deposit.
Keywords: kaolinite, REE, geochemistry

УДК 552.54
Литологическая характеристика нижнекембрийских карбонатных отложений верхней подсвиты билирской свиты Березовской впадины

Кочергин Д.Л., Сухих А.О.

Национальный исследовательский Томский государственный университет. Россия, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, dan1lkochergin@yandex.ru;alina.sukhikh96@gmail.com

Изучены карбонатные пород билирской свиты верхней подсвиты Средне-Ленской скважины, выявлены следующие литологические типы: 1) доломиты сгустково-комковатые; 2) доломиты строматолитовые; 3) мергели доломитовые; 4) доломиты обломочные; 5) известняки ангидритовые. Выявлены реликтовые органогенные структуры по отмеченным строматолитовым прослоям и микрофитолитам типа Osagia и Glebosites.
Ключевые слова: Сибирская платформа, доломит

Березовская впадина Предпатомского прогиба расположена на периферии Сибирской платформы, в зоне ее сочленения с Байкало-Патомским складчато-надвиговым поясом (Фадеева и др., 2021). По нефтегазогеологическому районированию прогиб относится к Предпатомской нефтегазоносной области (НГО) Лено-Тунгусской провинции (Вотяков, 2013). Осадочный чехол Березовской впадины слагают рифейские, вендские и кембрийские отложения, а также маломощные толщи ордовика, силура, юры и четвертичного возраста. Глубина залегания фундамента в пределах Березовской впадины изменяется от 2 до 7 км (Фадеева и др., 2021). Билирская свита – толща карбонатных пород (доломиты, мергели, известняки) мощностью в пределах 70–120 м. Образцы пород билирской свиты верхней подсвиты $Є_1bl_2$ нижнего кембрия отобраны из Средне-Ленской скважины, соответствующей одноименному лицензированному участку в северо-восточной части Березовской впадины. Актуальность проводимых исследований определяется необходимостью получения комплексной структурной и вещественной характеристики продуктивной на нефтегазоностность билирской свиты. Также важно понимание происхождения данных образований и влияния постседиментационных процессов на коллекторские свойства изучаемых карбонатолитов. Это позволит сформировать качественную геологическую основу для построения модели месторождения углеводородного сырья.

Петрографическое изучение пород проводилось на поляризационном микроскопе Leica DM 750P (НИ ТГУ, Центр коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем»), исследования состава и структурно-текстурных особенностей битумов на люминесцентном микроскопе МикМед11 с длиной волны 540 нм (НИ ТПУ, аналитик Шаминова М.И., к.г.-м.н.).

По результатам петрографического изучения шлифов установлено преобладание среди карбонатных пород верхней подсвиты билирской свиты следующих литологических типов: 1) доломиты сгустково-комковатые; 2) доломиты строматолитовые; 3) мергели доломитовые; 4) доломиты обломочные; 5) известняки ангидритовые.

Литогенетический тип 1 – Доломиты сгустково-комковатые широко распространенные в пределах верхней подсвиты билирской свиты. Породы кристаллические, тонко-мелкозернистые, сгустково-комковатые. Микротекстура в основном неоднородная пятнистая, кавернозная (рис. 1.1). Комковатые фрагменты овальной реже округлой формы размером от 0,25 до 2,1 мм представлены доломитом, между кристаллами которого распределено глинисто-органическое вещество. Данные доломиты имеют кавернозно-трещиноватый тип пустотного пространства с маслянисто-смолянистым реже смолянисто-асфальтеновым составом неравномерно рассеянных битумов (0,04 %). Отмечается миграция битумов из трещин в породу. Породы в целом сильно перекристаллизованные из-за чего утрачивают свою исходную органогенную структуру, которая диагностируется по комковатым фрагментам являющимися микрофитолитами с морфологическим типом Osagia.

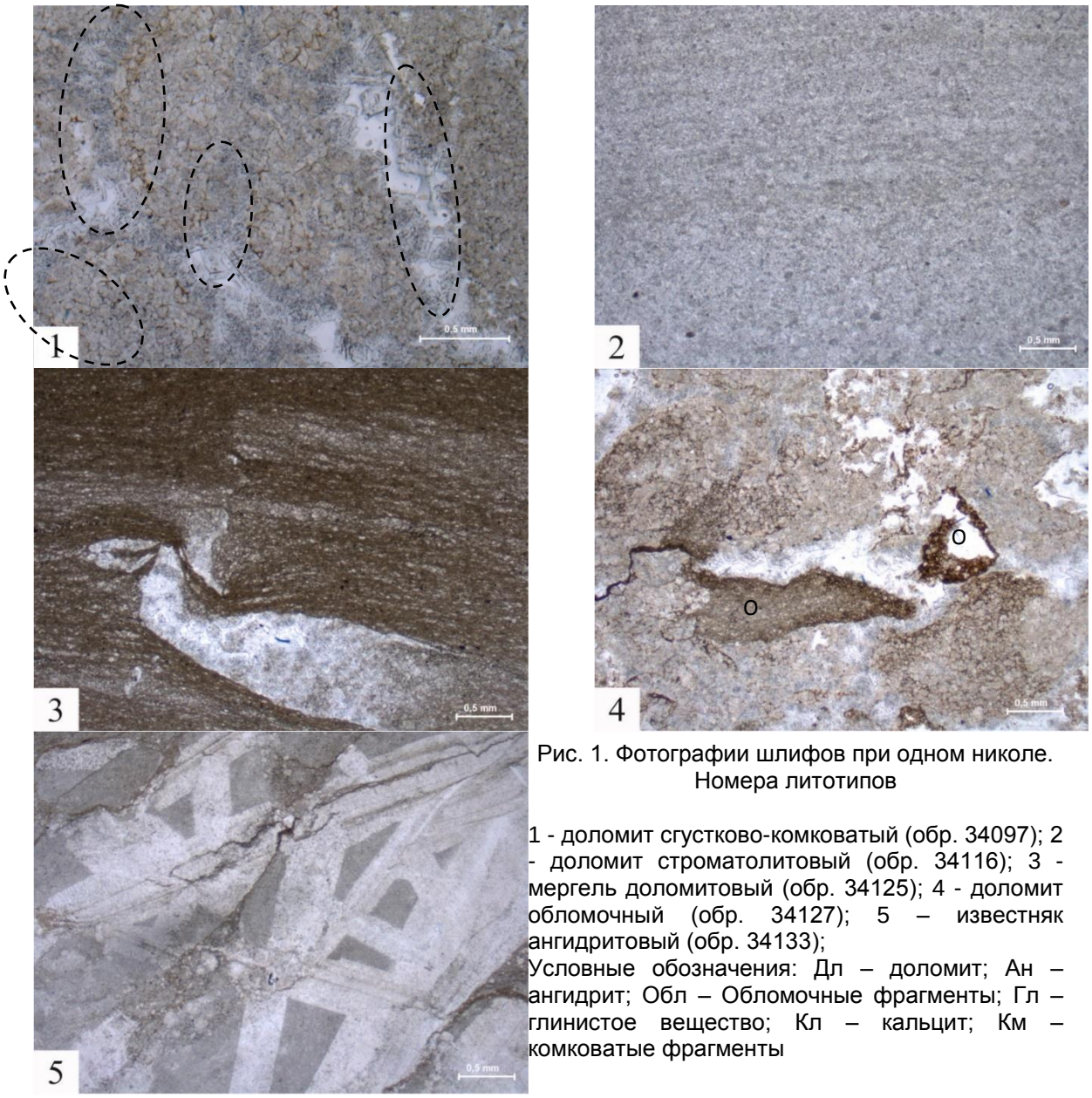


Рис. 1. Фотографии шлифов при одном николе. Номера литотипов

1 - доломит сгустково-комковатый (обр. 34097); 2 - доломит строматолитовый (обр. 34116); 3 - мергель доломитовый (обр. 34125); 4 - доломит обломочный (обр. 34127); 5 – известняк ангидритовый (обр. 34133);
Условные обозначения: Дл – доломит; Ан – ангидрит; Обл – Обломочные фрагменты; Гл – глинистое вещество; Кл – кальцит; Км – комковатые фрагменты

Литогенетический тип 2 – Доломиты строматолитовые являются вторыми по распространению в пределах изучаемого интервала. Структура пород кристаллическая микро-тонкозернистая, редко комковатая. Микротекстура тонкослойчатая, субгоризонтальная с неравномерно-извилистыми слойками толщиной до 1-2 мм. Присутствие тонких слойков сине-зелёных водорослей указывает на строматолитовый характер осадконакопления (рис. 1.2). Комковатые фрагменты водорослевой природы фиксируются редко, часто неправильной формы размером от 0,04 до 0,3 мм. Каверны по большой части субкапиллярного размера. Часть их заполнена кремнистым веществом (поры в среднем 0,05 мм), другая часть каверн заполнена ангидритом. Битумы в малых содержаниях (0,02 %) маслянисто-смолянистого состава неравномерно рассеяны, с пятнистой текстурой.

Литогенетический тип 3 – Мергели доломитовые встречаются в виде редких прослоев среди строматолитовых доломитов и не имеют значительное распространение в разрезе. Структура пород кристаллическая, тонко-микрозернистая. Микротекстура неоднородная со следами оползаний. Глинистое вещество распределено равномерно и повсеместно (рис. 1.3). Пустотное пространство распределены неравномерно, обычно, в виде каверн с присутствием там ангидрита и более крупнозернистого доломита. Маслянистые битумы распространены редко (0,02 %) в виде пятен.

Литогенетический тип 4 – Доломиты обломочные редко наблюдаются в центральных частях разреза в виде маломощных прослоев. Структура пород обломочная, кристаллическая тонко-мелкозернистая, реже комковатая. Микротекстура неоднородная. В общей массе доломита четко фиксируются как угловатые, так и окатанные интракласты (рис. 1.4), претерпевшие перекристаллизацию и сложенные более мелкозернистым доломитом с повышенным количеством глинисто-органического материала. Комковатые и сгустковые фрагменты встречаются редко и чаще

всего относятся к микрофитолитам типа Glebosites за счет свой неправильной расплывчатой формы и темной окраски. Пустотное пространство кавернозно-трещиноватого типа. Битумы смолянисто-асфальтенового состава концентрируются по трещинам и вблизи их. Содержание 0,04 %.

Литогенетический тип 5 – Известняки ангидритовые фиксируются лишь в нижней части разреза. Породы кристаллические микро-тонкозернистые. Микротекстура неоднородная. Минеральный состав представлен в основном кальцитом и ангидритом с преобладанием первого. Крупные кристаллы ангидрита вытянутой столбчатой и игольчатой формы неравномерно распределены в известковой массе (рис. 1.5). Сам известняк микро-тонкозернистый (микритовый). Битумы смолянисто-асфальтеновые отмечаются в трещинах. Содержание 0,04 %.

Таким образом, проведенные исследования позволили выделить литологические типы пород верхней подсвиты билирской свиты и зафиксировать основные структурно-текстурные и вещественные особенности карбонатов, распределения битуминизации, отражающих изменчивые условия осадконакопления и последующего преобразования пород. Перекристаллизация, минеральное выполнение пустотного пространства, ангидритизация, а также характер распределения битумов свидетельствуют о стадиальных и эпигенетических изменениях.

Литература

Вотяков Р.В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Березовской впадины (Восточная часть Предпатомской нефтегазоносной области) / Р.В. Вотяков // Геология нефти и газа. – 2013. – № 2. – С. 15-21.

Фадеева Н.П., Морозов Н.В., Бакай Е.А., Фролов С.В. Геохимические предпосылки нефтегазоносности Березовской впадины (Восточная Сибирь). // Н.П. Фадеева, Н.В. Морозов, Е.А. Бакай, С.В. Фролов. Георесурсы. – 2021. – №2. – С. 44–55.

Lithological characteristics of the lower cambrian carbonate deposits upper sub-formation bilir formation Berezovskaya depression

Kochergin D.L., Sukhikh A.O.

National Research Tomsk State University. 36 Lenin Ave., Tomsk, 634050, Russia, dan1lkochergin@yandex.ru;alina.sukhikh96@gmail.com

The carbonate rocks of the bilir formation upper sub-formation of the Sredne-Lena well have been studied, the following lithological types have been identified: 1) dolomites are clot-lumpy; 2) stromatolite dolomites; 3) dolomite marls; 4) clastic dolomites; 5) anhydrite limestones. Relict organogenic structures have been identified from the marked stromatolite interlayers and microphytolites of the Osagia and Glebosites types.

Keywords: Siberian platform, dolomite

УДК 553.22

О литологическом контроле гидротермально-метасоматических изменения Албазинского рудного поля

Кравчук В.С.

Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, Kravchukanadir@gmail.com

В данной работе рассматриваются закономерности размещения березитов и березитоподобных пород в толщах осадочных пород. Важная роль в процессах рудогенеза Албазинского рудного поля отведена зонам интенсивных структурных нарушений по песчаникам и наложением на них процессов гидротермально-метасоматических изменений, таких как увеличение зон березитоподобных пород в интенсивно нарушенных песчаника, раздувы мощностей тел.

Ключевые слова: гидротермальный-метасоматоз, березиты

В пределах Албазинского рудного поля широко проявлены контактово-метаморфические и гидротермально-метасоматические изменения.

Ороговикование проявлено не только в экзоконтактах интрузий, но и в зоне крупного Албазинского разлома, что может объясняться высоким геотермическим градиентом. По мере удаления от Албазинского разлома на восток и запад степень ороговикования значительно уменьшается. Этот вид изменений является наиболее ранним и не влияет на размещение оруденения.

Существенную роль в размещении перечисленных изменений играют магматические породы. Магматические породы широко распространены в пределах Албазинского рудного поля, разделяются на вулканические и интрузивные. Вулканические встречаются в покровной фации; в субвулканической фации. Причину широкого развития интрузивных пород и можно объяснить наличием здесь эродированной вулканоструктуры кальдерного типа. Необходимо отметить, что большая часть пород, и особенно дайковых магматических, в пределах рудного поля изменена, и часто значительно, вплоть до преобразования их в полнопроявленные метасоматиты.

Дайковые тела разнообразного состава распространены особенно значительно, образуют дайковый пояс, который в пределах рудного поля имеет ширину около 5 км.

В пределах рудного поля дайки имеют мощность 0.5-5м, иногда до 20-35м, протяженность от нескольких десятков метров до нескольких километров, прямолинейную пластинообразную, клиновидную, дугообразную или неправильную «ломанную» форму.

Гидротермально-метасоматические изменения представлены аргиллизитами, пропилитами и березитами, развивающимися по дайковым, осадочным породам и вулканитам основного состава. Перечисленные формации сменяют друг друга по вертикали и латерали, и могут накладываться друг на друга. Березиты и березитоподобные породы отвечают за золоторудное оруденение в дайковых и осадочных породах.

Для Албазинского рудного поля установлена следующая последовательность образования изменений: 1) пропилитизация 1 по диабазам; 2) аргиллизация и березитизация; 3) жильная стадия, проявившаяся в центральных частях зон березитов. Продуктивная рудная стадия связана с образованием кварцевых и кварц-карбонатных прожилков, которые образуют линейные штокверки в березитах.

Березиты и березитоподобные породы относятся к основным околорудным изменениям. Они образуют вытянутый в северо-западном направлении ореол протяженностью более 3 км, шириной 0.7-1.2 км. Обращает на себя внимание избирательное изменение пород, в зависимости от их состава и тектонической нарушенности.

Березиты развиваются по большинству типов пород, но предпочтительно в терригенных толщах (песчаниках) и интрузивных образованиях дайковой фации (гранодиоритах). Березитизация сопровождалась перераспределением первоначально органогенного углеродистого вещества в породах с образованием его прожилков и просечек в алевролитах (особенно часто), песчаниках (до 7–20 % их объема) и дайках в их контактовых частях.

Морфология березитов и березитоподобных пород отмечается линейными телами в зонах, ограниченных дайковыми телами. Отмечаются тела березитоподобных пород неправильной формы в совокупности с раздувами мощности по песчаникам вблизи зон разрывных нарушений.

Процесс цементации песчаников (состав песчаников - кварц – 65-75, плагиоклаз – 10-15, карбонат – 10, рудный минерал – 5-10, слюда – 5-9%) в зонах березитизации связан с растворами, несущими оруденение. Формирование березитов происходило в основном за счет даек гранитоидного состава и большое количество березитоподобных пород развито по песчаникам.

Пропилитовая фация связана с дайками среднего состава и в спилитами, пропилиты представлены низкотемпературной карбонат-хлоритовой фацией. Структура пропилитов разнозернистая метасоматическая, текстура такситовая, пятнистая, массивная.

Аргиллизация на Албазинской площади проявилась по всем типам пород. Аргиллизиты не являются околорудными породами и распространены по периферии ореолов березитов.

В дайках кислого и умеренно кислого состава, аргиллизация проявилась в образовании смешанно-слойного глинистого минерала (гидрослюда-монтмориллонит), микрозернистого кварца, каолинита и анкерита. В дайках среднего состава, набор минералов тот же, но появляется ещё монтмориллонит, брейнерит, а количество железомагнезиальных карбонатов увеличивается.

В терригенных породах, аргиллизация проявилась в замещении глинистыми минералами полевых шпатов. Минералы аргиллизитов образуют гнездообразные агрегаты, примазки, тонкие пленки и рыхлые массы.

В кремнисто-глинистых породах, аргиллизация выразилась в заполнении мелких трещин и просечек каолинитом и, вероятно, в перераспределении гидроокислов марганца в наиболее катаклазированных разностях пород.

Выводы: в формировании березитов и березитоподобных пород важную роль играет наличие в разрезах толщ песчаников в совокупности со структурными нарушениями и дайками гранитоидов. Процесс цементации песчаников вблизи зон структурных нарушений напрямую связан с растворами, несущими золотое оруденение. Метасоматические изменения носят зональный характер, который частично контролируется литологическим и структурным факторами.

On lithological control of hydrothermal-metasomatic changes in the Albazinsky ore field

Kravchuk V.S.

Voronezh State University, Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, Kravchukanadir@gmail.com

In this paper, we consider the patterns of distribution of beresites and beresites-like rocks in sedimentary rock strata. An important role in the processes of ore genesis of the Albazinsky ore field is assigned to zones of intense structural disturbances along sandstones and the imposition of processes of hydrothermal-metasomatic changes on them, such as an increase in zones of beresite-like rocks in intensely disturbed sandstone, swelling of body thicknesses.

Keywords: hydrothermal-metasomatism, beresites

УДК 553.612 (470.324+470.322)
Генетические типы керамических глин Центрально-черноземного района

Крайнов А.В.

Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, aleksey_vsu_geo@mail.ru

Каолинит является основным минералом глин, широко используемых в промышленности в качестве сырья для керамических изделий, огнеупорных материалов, наполнителей в производстве пластмасс, резины, бумаги, в строительной, лакокрасочной и других отраслях промышленности. Этот минерал слагает каолины (синоним каолинитовые глины), среди которых выделяются первичные (коры выветривания) и вторичные (делювиально-пролювиальные и озерно-болотные). При размыве и дальнем переносе вещества кор выветривания (КВ) формируются тугоплавкие и огнеупорные глины, содержащие примесь других глинистых и неглинистых минералов.

Ключевые слова: каолинит, каолины, керамические глины.

Формирование месторождений каолинитовых (керамических) глин в пределах Воронежской антеклизы (ВА) связано с континентальными перерывами (Савко, Щеголев, 1979; Савко, 1979), во время которых формировались каолиновые коры выветривания, а также с их последующим размывом и переотложением (рис. 1).

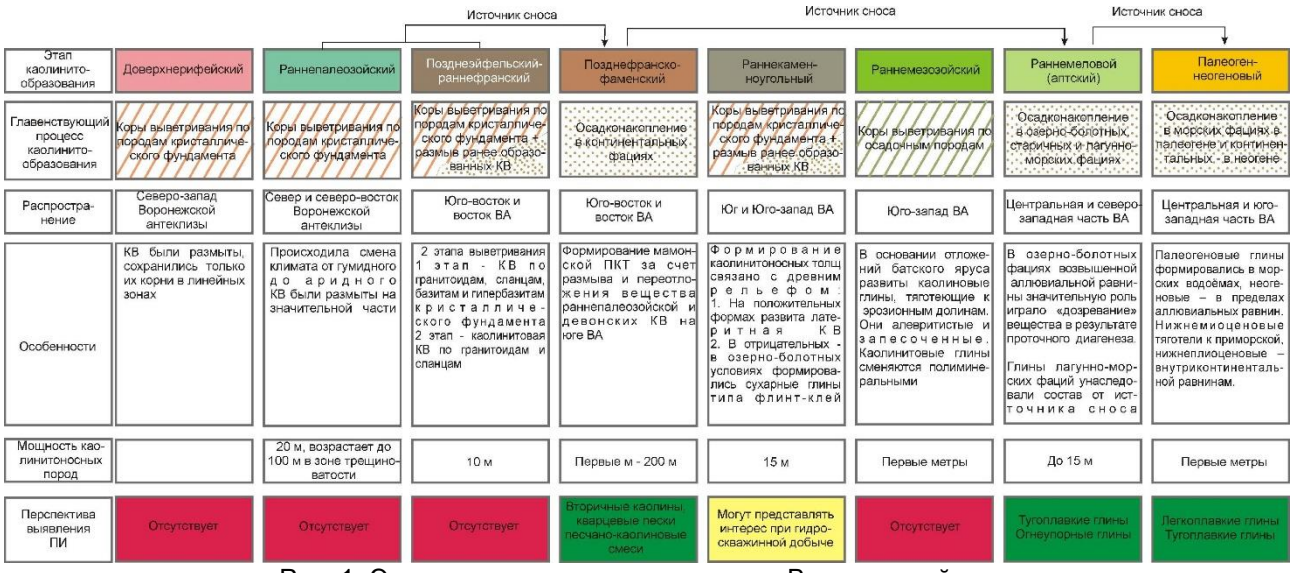


Рис. 1. Этапность каолинитонакопления Воронежской антеклизы

Благоприятные палеогеографические и тектонические условия для образования месторождений каолинитовых глин сложились в позднедевонское, визейское, батское, аптское, позднеэоценовое, олигоценовое, раннемиоценовое и раннеплиоценовое время. Вместе с тем, фациальные обстановки формирования глин на этих стратиграфических уровнях существенно различались, что сказалось на вещественном составе, технологических свойствах сырья и масштабах месторождений. В пределах Центрально-Черноземного района (ЦЧР) керамические глины являются ценным и одновременно дефицитным сырьем. Месторождения, поставленные на Государственный баланс, приурочены к отложениям мамонской толщи верхнего девона (Савко, 1990; Савко и др., 2018), аптского яруса нижнего мела (Савко и др., 2011), свитам: киевской эоцена, берекской олигоцена, шапкинской миоцена и усманской плиоцена (Савко, 2014; Крайнов, Дмитриев, 2019). Глины разновозрастных месторождений отличаются по условиям образования, вещественному составу и качеству. Поэтому вопрос об их генезисе является актуальным.

Всего в пределах ВА можно выделить 6 генетических типов каолинитовых глин: 1. *Первичные каолины*, связанные с корами выветривания (КВ) по породам кристаллического фундамента допозднедевонского возраста; 2. *Вторичные каолины*, связанные с ближним переносом кор выветривания по породам кристаллического фундамента (позднедевонские отложения мамонской песчано-каолиновой толщи); 3. Глины типа «*флинт-клей*» раннекаменноугольного возраста; 4. О*зерно-болотные огнеупорные* глины Латненского типа раннемелового возраста (аптский век); 5. Л*агунно-морские тугоплавкие* глины Лукошкинского типа раннемелового возраста (аптский век); 6. М*орские полиминеральные керамические*, преимущественно *легкоплавкие*, глины кайнозоя.

Условия образования каолинитовых глин определяют вещественный состав, технологические свойства, а также возможность открытия новых месторождений для наращивания минерально-сырьевой базы керамических глин и каолинов.

Первичные каолины связаны с тремя этапами корообразования: доверхнерифейским, раннепалеозойским и позднеэйфельско-раннефранским (см. рис. 1). В связи с тем, что КВ были в последующие этапы размыты и сохранились спорадически, вероятность обнаружения месторождений первичных каолинов отсутствует.

Вторичные каолины мамонской толщи, образовалась преимущественно за счет размыва КВ на кристаллических породах докембрия, распространенных южнее. Здесь глины имеют преимущественно иллит-каолинитовый состав с весомым преобладанием последнего минерала (до 99,5%). Такой состав определяет возможность использования вторичных каолинов мамонской толщи в качестве сырья для высококачественных огнеупорных изделий.

Глины типа «флинт-клей» связаны с раннекаменноугольным этапом корообразования, следы которого отмечены на юге Воронежской антеклизы. Распространение различных типов КВ тесно связано с древним рельефом (Сиротин, 1988). На положительных формах рельефа, сложенных железистыми кварцитами и переслаивающимися с ними сланцами, отмечается латеритный профиль. В отрицательных формах рельефа, в непосредственной близости от площадей развития латеритных КВ, формировались озерно-болотные глины с прослоями бурых углей. Среди них встречаются линзы сухарных глин типа флинт-клей, и они являются огнеупорными. В настоящее время эти глины не имеют практического значения из-за большой глубины залегания. Но при развитии и усовершенствовании технологии гидроскважинной добычи минерального сырья они смогут представлять интерес.

Озерно-болотные *огнеупорные глины Латненского типа* и лагунно-морские *тугоплавкие глины Лукошкинского типа* формировались преимущественно за счет размыва отложений мамонской песчанно-каолиновой толщи, но разные фациальные условия их образования определяют разный вещественный состав. *Огнеупорные* глины аптского возраста имеют преимущественно монтмориллонит-каолинитовый состав, а *тугоплавкие* – иллит-каолинитовый. В огнеупорных глинах установлены как терригенный, так и аутигенный каолиниты, в тугоплавких – только первая разновидность этого минерала. Это свидетельствует о том, что значительную роль в пределах озерно-болотных фаций возвышенной аллювиальной равнины играло «дозревание» вещества в результате промывного диагенеза в условиях теплого гумидного климата при наличии значительного количества органики. Это привело к каолинизации иллита и монтмориллонита в результате трансформационных и синтетических процессов, появлению гиббсита. Иллит-каолинитовый состав глин лагунно-морской зоны унаследован от размытых образований источников сноса.

Морские полиминеральные керамические, преимущественно легкоплавкие, глины формировались в мелководно-морских фациях за счет более древних каолинитсодержащих отложений. Мелководно-морские фации неблагоприятны для формирования керамических глин, так как каолинит – главный минерал, определяющий их свойства не устойчив в щелочной морской среде. Поэтому эти глины наименее перспективные из рассматриваемых для выявления в них месторождений керамических глин.

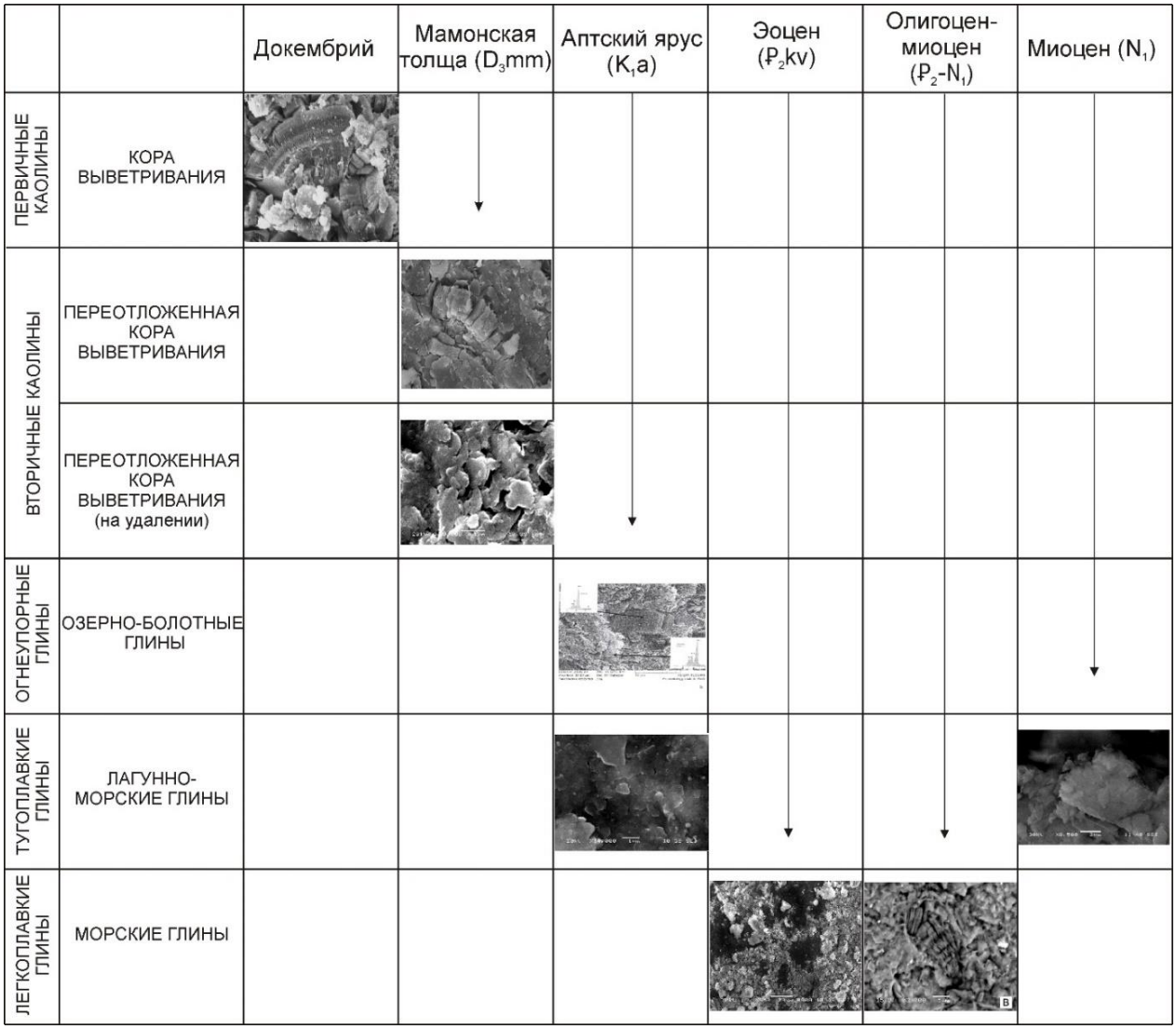


Рис. 2. Зависимость морфологии кристаллов каолинита от обстановок формирования и условий образования

Помимо главных характеристик каолинитовых глин (минеральный и химический состав) важным параметром, которому при разведочных и поисково-оценочных работах уделяется мало внимания, является морфология кристаллов каолинита (рис. 2).

Для каолинита кор выветривания (первичные каолины) характерно наличие кристаллов с совершенной структурой (вермикулярный каолинит). Частицы вермикулярного каолинита «упакованы» из набора пластин, которые имеют четко выраженные грани и углы шестигранника (см. рис. 2).

Каолинит мамонской толщи (вторичные каолины) вблизи южных границ ее распространения, где она залегает на КВ кристаллического фундамента, обладает довольно совершенной структурой – отмечаются обломки вермикулярных кристаллов со следами механической переработки, выраженной в нарушении целостности пакетов. Но уже на удалении 60 км от источника сноса этот минерал представлен терригенными частицами (пластинками) размером 0,3–0,45 мкм. Наряду с «окатанными» и бесформенными пластинками минерала отмечается значительное количество кристаллов с характерным габитусом в виде целых шестиугольных табличек. Кристаллы с гексагональным габитусом практически отсутствуют, изредка в пластинках отмечается одна-две грани минерала. Всё это свидетельствует о преобладающих процессах дробления и измельчения кристаллов каолинита при переносе их из КВ к бассейнам седиментации.

Кристаллическая фаза огнеупорных глин представлена как аллотигенным (разрушенным в ходе транспортировки к бассейну седиментации) так и аутигенным каолинитом (биоморфозы по древесине и бактериям и новообразованный вермикулярный каолинит). Формирования аутигенной разновидности происходило за счет процессов проточного диагенеза в озерно-болотных фациях верховья аллювиальной равнины (Бортников и др., 2010).

Каолинит лагунно-морских (тугоплавкие глины) и морских (легкоплавкие) обстановок наблюдается в округлых формах со слабо выраженными псевдогексагональными очертаниями, а иногда с изменениями псевдогексагональных чешуек, что выражается в расплывчатости их контуров,

появлении зазубрин. Для этого минерала характерны два типа изменений (Андреенков, Савко, 2003): 1 – обломанность и появление зазубрин с четкими контурами, 2 – расплывчатость границ пластинок, "сглаживание" углов, приобретение зазубрин с нечеткими контурами. Первый тип изменений обусловлен транспортировкой минерала от источника сноса в бассейн, а второй – воздействием изменившейся среды бассейна, поскольку каолинит устойчив в кислых средах, а в морских щелочных условиях становится неустойчивым

Литература

Андреенков В.В., Савко А.Д. Естественные отделочные и облицовочные материалы из осадочных пород северо-востока Воронежской антеклизы // Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. − Вып. 15. – Воронеж: Изд−во ВГУ, 2003. – 94 с.

Бортников Н.С., Минеева Р.М., Савко А.Д., Новиков В.М., Крайнов А.В., Беркета А.Г., Сперанский А.В. История каолинита в коре выветривания и связанных с ней месторождениях глин по данным ЗПР // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433. № 2. – С. 227–230.

Крайнов А.В., Дмитриев Д.А. Керамические глины кайнозоя Центрально-Черноземного района // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. – Воронеж, 2019. – № 2. – С. 81–87.

Савко А.Д. Глинистые породы и связанные с ними полезные ископаемые в палеозойских и мезокайнозойских отложениях Воронежской антеклизы. Статья 2. Глинистые породы мезокайнозоя // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – Воронеж, 2014. – № 1. – С. 89–94.

Савко А.Д., Мануковский С.В., Крайнов А.В., Корабельников Н.А., Милаш А.В. Вторичные каолины девона Воронежской антеклизы на примере месторождения Козынка // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – Воронеж. – 2018. – № 2. – С. 20–28.

Савко А.Д., Новиков В.М., Крайнов А.В., Давыдов Д.Н., Ратников В.Ю. Минерагения аптских отложений Воронежской антеклизы. Статья 1. Огнеупорные глины и каолины // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2011. № 2. – С. 116–136.

Савко А.Д. Огнеупорные глины и каолины Воронежской антеклизы / В сб. Генезис и ресурсы каолинов и огнеупорных глин. Академия наук СССР, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии; ответственные редакторы: В.П. Петров, С.С. Чекин. Москва, 1990. – С. 35–47.

Савко А.Д., Щеголев И.Н. Эпохи корообразования в докембрии Воронежской антеклизы // Литология и полезные ископаемые. – 1979. – С.64–78.

Савко А.Д. Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979. – 120 с.

Сиротин В.И. Закономерности визейского бокситообразования (на примере КМА и других провинций Русской платформы). // Дисс. д-ра геол.-мин. наук. – Воронеж, 1988.- Т. 1. – 353 с.

Genetic types of ceramic clays of the Central Chernozem region

Krainov A.V.

Voronezh State University, Voronezh, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, aleksey_vsu_geo@mail.ru

Kaolinite is the main mineral of clays, widely used in industry as raw materials for ceramic products, refractory materials, fillers in the production of plastics, rubber, paper, in construction, paint and varnish and other industries. This mineral composes kaolins (synonym kaolinite clays), among which primary (weathering crusts) and secondary (dealluvial-proluvial and lake-marsh) are distinguished. During the erosion and long-range transport of matter of weathering crusts (FC), refractory and refractory clays containing admixture of other clay and nonclay minerals are formed.

Keywords: kaolinite, kaolins, ceramic clays

УДК 553.623.7 (470.324)
Стекольные пески второй надпойменной террасы реки Воронеж

Крайнов А.В.[1], Горюшкин В.В.[2]

1 – Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, aleksey_vsu_geo@mail.ru

2 – ООО «Сибелко Воронеж», Воронежская область, Хохольский район, тер. Промплощадка Рудника Белый Колодец, стр. 1, victor.goryushkin@sibelco.com

В статье приведены данные о месторождении стекольных песков Никольское-2, полезная толща которого приурочена к отложениям калининского горизонта второй надпойменной (боровской) террасы среднего (павловского) уровня. Пески относятся к русловой фации аллювия. В статье приведены данные о гранулометрическом, минералогическом и химическом составах исследуемого сырья.

Ключевые слова: стекольные пески, кварц, гидроокислы железа, обогащение.

Кварцевые пески широко используются для производства формовочных смесей, в металлургической промышленности, в стекольном производстве, строительстве, химической, керамической и других отраслях. Наиболее ценными являются стекольные пески. Это сырье признано остродефицитным (Мельников, 1988; Орлов, 1995). В пределах Воронежской области стекольные пески чаще всего приурочены к отложениям аптского яруса нижнего мела. Примером может служить Богдановское месторождение, расположенное в Хохольском районе (Савко и др., 2004).

В пределах второй Надпойменной террасы р. Воронеж выявлено месторождение строительных и стекольных песков Никольское-2, расположенное на юго-восточной окраине г. Воронежа, в 550 м севернее северной окраины п. Масловка в пределах урочища «Никольское», на довольно ровной поверхности второй надпойменной террасы р. Воронеж.

Полезным ископаемым являются светло-серые и желтовато-серые, буровато-серые, кварцевые, мелкозернистые пески, которые залегают среди отложений четвертичного возраста. По генезису они аллювиальные, распространены среди отложений калининского горизонта второй надпойменной (боровской) террасы среднего (павловского) ($a^{2б}$ III kl) уровня. Относятся к русловой фации аллювия. Кровля песчаных отложений залегает на отметках 112,69 – 113,95 м. Мощность стекольных песков колеблется от 9,8 м до 12,5 м, средняя 10,31 м.

Перекрыты пески продуктивной толщи породами пойменной фации, сложенными желто-бурыми и бурыми, кварцевыми, глинистыми, ожелезненными песками и супесями с прослоями коричневых и серых суглинков мощностью до 1,0 м. Почва на площади месторождения отсутствует.

Подстилающими породами являются светло-коричневые глины, суглинки и глинистые пески пойменной и старичной фаций калининского горизонта второй надпойменной (боровской) террасы среднего (павловского) ($a^{2б}$ III kl) уровня.

Гранулометрический состав. Песок, используемый в производстве стекла, должен быть достаточно равномерным по зерновому составу. Нормативными документами предусмотрено, что содержание зерен крупнее 0,8 мм в природном песке должно быть не более 5 %, в обогащенном – не более 0,5 %; содержание зерен мельче 0,1 мм в природном – не более 15 %, в обогащенном – не более 5 %.

На стекольных заводах требования по зерновому составу обычно более жесткие, основная масса зерна должна иметь размер от 0,1 до 0,63 мм. По результатам рассева, остаток на сите с сеткой № 08 колеблется от 2,47 % до 6,76 %. Проход через сито с сеткой № 01 колеблется от 0,4 % до 2,25 %.

Преобладает размер зерна 0,1 – 0,8 мм, составляющий от 90,99 % до 97,13 %, в среднем по участку 94,64 % (табл. 1).

При изучении технологических проб выяснилось, что фракция 0,1–0,8 мм составляет 91,6 %. При этом, преобладают фракции 0,1–0,4 мм, составляющие 85,5 %. Остаток на сите № 0,8 составляет 8,3 % проход через сетку № 01 всего 0,20 %.

Таким образом, пески по грансоставу в природном состоянии довольно однородные, но в среднем по месторождению, по данным исследования технологической пробы, не соответствуют требованиям ГОСТ 22551-77 "Песок кварцевый, молотые песчаник, кварцит и жильный кварц для стекольной промышленности", в связи с тем, что остаток на сите № 08 составляет 8,3 %, что превышает требования стандарта (не более 5,0 % для необогащенных песков). Поэтому пески месторождения не могут быть использованы в стекловарении без предварительной классификации, для корректировки зернового состава. Следует также отметить, что по результатам мониторинга ситуации на современных стекольных заводах для производства стекла более предпочтительна фракция 0,1–0,5 мм. К таким параметрам надо будет стремиться в процессе классификации песков

Табл. 1. Остаток на сетке 0,8 и проход через сетку 0,1мм

Кл.крупности, мм	№ пробы						
	41	42	43	44	45	46	Среднее
+0,8	4,39	4,02	6,76	3,56	3,11	2,47	4,05
+0,1	94,99	95,01	90,99	94,73	94,99	97,13	94,64
-0,1	0,62	0,97	2,25	1,71	1,90	0,40	1,31

.

Вещественный состав. В минеральном составе песков преобладает кварц, содержание которого среди фракции +0,16 составляет 89,51 %. В качестве примеси отмечаются полевые шпаты

(1,36 %), мусковит (<0,01 %), гидроокислы железа (<0,01 %,), обломки пород: песчаников (0,01 %), кремней (0,86 %), гранитоидов (0,11 %) и кварцитов (0,01 %). Тяжелая фракция представлена минералами: ставролит, турмалин, ильменит, гранат. Массовая доля этих минералов составляет 0,27 %.

На поверхности зерен кварца и в углублениях отмечаются примазки гидроокислов железа: до 10 % в классе крупности 1,25 мм, до 5 % в классах крупности 0,63 и 0,315 мм, до 3 % в классе крупности 0,16 мм. Отмечаются зерна кварца с внутренними минеральными включениями.

Содержание SiO_2 достаточно высокое и колеблется от 96,55 до 98,88 %, среднее по участку 98,30 % (табл. 2).

Таким образом, пески месторождения в природном состоянии не удовлетворяют требованиям ГОСТ 22551-77 "Песок кварцевый, молотые песчаник, кварцит и жильный кварц для стекольной промышленности" по гранулометрическому составу и изменчивому химическому составу. Сырье требует обогащения для достижения стабильных показателей по гранулометрическому и химическому составам.

Обогатимость стекольных песков. В лаборатории ЦНИИгеолнеруд были проведены работы по обогащению стекольных песков способом промывки, классификацией, оттирки и магнитной сепарацией (табл. 3).

Промывка использовалась для удаления пылевидных и глинистых частиц. Классификация применялась для выделения рабочей фракции песков -0,8 +0,1 мм для снижения содержания минеральных примесей с оксидами железа, находящихся в классах крупности +0,8 и – 0,1 мм. Оттирка проводилась в камере флотомашины ФМ-2М, с целью отслоения примазок и пленок из гидрооксида железа. Время оттирки составляло 20 минут. В процессе оттирки для понижения твердости примазок добавлялась кальцинированная сода из расчета 3 кг на 1 т песка. Массовая доля оттертого шлама составила 0,51 %. Магнитное обогащение проводилось на магнитном сепараторе марки СЭМ-1.

Табл. 2. Химический анализ проб песка

№№ пробы	Содержание в % на абс, сухую навеску				Марка песка
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	ппп	
1	98,48	0,43	0,19	0,38	ПС-250
2	98,88	0,41	0,17	0,34	ПС-250
3	98,56	0,44	0,21	0,39	ПС-250
4	98,63	0,43	0,19	0,31	ПС-250
5	98,45	0,48	0,20	0,01	ПС-250
6	98,55	0,43	0,21	0,18	ПС-250
7	96,55	1,15	0,50	0,59	ПС-250
8	98,49	0,43	0,16	0,10	ПС-250
9	98,45	0,40	0,14	0,38	ПБ-150-1
10	98,41	0,55	0,21	0,28	ПС-250
11	98,15	0,69	0,30	0,14	Т
12	98,41	0,45	0,22	0,40	ПС-250
13	97,98	0,58	0,26	0,44	Т
14	97,86	0,65	0,33	0,57	Т
15	97,48	0,84	0,36	0,31	Т
16	98,40	0,50	0,20	0,26	ПС-250
17	98,78	0,40	0,16	0,20	ПС-250
18	98,82	0,37	0,15	0,34	ПС-250
19	98,45	0,48	0,19	0,32	ПС-250
20	98,45	0,45	0,19	0,32	ПС-250
21	98,78	0,37	0,17	0,32	ПС-250
22	98,47	0,37	0,18	0,48	ПС-250
23	98,29	0,39	0,17	0,48	ПС-250
24	98,81	0,28	0,12	0,36	ПБ-150-1
25	98,82	0,29	0,13	0,34	ПБ-150-1
26	97,52	0,66	0,25	0,68	ПС-250
27	98,40	0,43	0,19	0,46	ПС-250
28	97,24	0,73	0,39	0,70	Т
29	98,58	0,36	0,14	0,50	ПБ-150-1
30	98,64	0,31	0,12	0,43	ПБ-150-1

31	98,79	0,28	0,11	0,40	ПБ-150-1
32	97,49	0,72	0,26	0,62	ПС-250
33	98,05	0,51	0,20	0,56	ПС-250
34	98,56	0,37	0,16	0,48	ПС-250
35	98,64	0,33	0,18	0,42	ПС-250
36	98,73	0,32	0,14	0,40	ПБ-150-1
37	98,36	0,42	0,18	0,46	ПС-250
38	98,18	0,48	0,22	0,60	ПС-250
39	97,97	0,56	0,25	0,58	ПС-250
40	97,32	0,69	0,30	0,78	Т
Среднее	98,30	0,49	0,29	0,41	Т

После *отмывки* отмечается значительное повышение качественных показателей стекольных песков: содержание SiO_2 возрастает на 1,35 % (от 97,99 % до 99,34 %), Al_2O_3 снижается в 3 раза (от 0,705 % до 0,243 %), содержание Fe_2O_3 также снижается в 3 раза (от 0,271 % до 0,087 %).

На второй стадии обогащения в результате *отмывки и классифицирования* содержание кремнезема возрастает до 99,58 %. Концентрации глинозема снижаются до 0,201 %, Fe_2O_3 до 0,075 %.

На третьей стадии обогащения в результате *отмывки, классифицирования и оттирки* отмечаются достаточно значительные улучшения. Кремнезем возрастает до 99,66 %, глинозем снижается до 0,151 %, окислы железа снижаются до 0,042 %. Классификация и оттирка песка позволили значительно поднять качество и марку концентрата. Марка концентрата возрастает до Б-050-1.

Табл. 3. Динамика обогащения песка

№ п/п	Наименование стадии обогащения	Содержание породообразующих компонентов, %				
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Марка
1	Природный	97,99	0,07	0,705	0,271	Т
2	Отмывка (1 стадия)	99,34	-	0,243	0,087	Б-100-1
3	Отмывка и классифицирование (2 стадия)	99,58	-	0,201	0,075	Б-100-1 или С-070-1
4	Отмывка, классифицирование, оттирка (3 стадия)	99,66	-	0,151	0,042	ВС-050-1 или ВС-040-1
5	Отмывка, классифицирование, оттирка, магнитная сепарация (4 стадия)	99,52	0,02	0,143	0,042	ВС-050-1 или ВС-040-1

Четвертая стадия обогащения природных песков путем *отмывки, магнитной сепарации* концентрата полученного путем предыдущих стадий обогащения содержание оксида аллюминия снижается незначительно до 0,143 %, на границе чувствительности анализа. Содержание оксида железа не изменяется. Это связано, во-первых, с низким содержанием в песках магнитных минералов в количестве 0,45 %. Причем они приурочены к мелким фракциям 0,16 мм, 0,1 мм и ниже. Основная масса из них была удалена в результате отмывки и классификации.

В минералого-петрографическом составе конечного концентрата отмечается высокое содержание кварца, составляющее по массе 98,43 % (табл. 4). Из минералов примесей в концентрате в небольших количествах отмечены кремни (0,59 %), полевой шпат (0,96 %), глауконит (0,01 %), акцессорные минералы (0,01 %).

Табл.4. Минералого-петрографический состав конечного концентрата

Фракция, мм	Выход фракции %	Минералы				
		кремни	кварц	пш	глауконит	акцессорные
+063	5,29	0,02	5,20	0,07	-	-
+0,4	22,85	0,11	22,58	0,16	-	-

+0,315	23,06	0,16	22,60	0,30	-	-
+0,2	36,20	0,29	35,55	0,36	-	-
+0,16	6,16	0,01	6,11	0,03	-	0,01
+0,1	6,44	-	6,39	0,04	0,01	-
Σ	100	0,59	98,43	0,96	0,01	0,01

Таким образом, после обогащения, изучаемые пески могут найти более широкое применение в промышленности. Пески марки ВС-050-1 пригодны для производства листового оконного и технического стекла; лабораторного, медицинского и парфюмерного стекла; стекловолокна для электротехники, электроосветительного стекла, силикатов натрия (катализаторов).

Литература

Мельников, Е.П. Геология и промышленные типы месторождений кварца. / Е.П. Мельников. – М.: Недра, 1988. – 216 с.

Орлов, В.П. О стратегических видах минерального сырья России / В.П. Орлов // Минеральные ресурсы России. – 1995. – № 4. – С.4–5.

Савко, А.Д. Литология и полезные ископаемые аптских отложений междуречья Дон-Ведуга-Девица / А.Д. Савко, В.П. Михин, Г.В. Холмовой. – Труды НИИ Геологии Воронеж. гос. ун-та. – Вып. 26. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004. – 111 с.

Glass sands of the second supra floodplain terrace of the Voronezh River

Krainov A.V.[1], Goryushkin V.V.[2]

1 - Voronezh State University. Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl, 1, aleksey_vsu_geo@mail.ru.

2 - LLC "Sibelko Voronezh", Voronezh region, Khokholsky district, ter. Industrial site of Bely Kolodets Mine, pp. 1, victor.goryushkin@sibelco.com

The article presents data on the Nikolskoye-2 deposit of glass sands, the useful thickness of which is confined to the deposits of the Kalininsky horizon of the second supra-flood (Borovsky) terrace of the middle (Pavlovsky) level. The sands belong to the channel facies of alluvium. The article contains data on granulometric, mineralogical and chemical compositions of the studied raw materials.

Keywords: glass sands, quartz, iron hydroxides, enrichment

УДК 553.22+553.6

Эволюция состава Mg-Fe карбонатных метасоматитов в надрифтовых осадочных бассейнах (к проблеме месторождений кристаллического магнезита и сидерита в карбонатных толщах)

Крупенин М.Т.

Институт геологии и геохимии (ИГГ) им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН. Россия, 620016, Екатеринбург, Академика Вонсовского, 15, krupenin@igg.uran.ru

Происхождение месторождений кристаллического магнезита и сидерита в карбонатных толщах является дискуссионным. Решение «проблемы магнезита» проводится на крупнейших месторождениях магнезита и сидерита в рифейских карбонатных породах, образованных в Приуральской перикратонной впадине, имеющей все признаки долгоживущего надрифтового осадочного бассейна (НОБ). Особенностью НОБ является связь внутрибассейновых и внешних глубинных плюм-связанных процессов. НОБ с эвапоритами содержат не только залежи сульфатов, но и магнезиты с сидеритами. Этапы рудообразования в Приуральском НОБ связаны с импульсами рифтогенеза, которые сопровождались разуплотнением земной коры и

миграцией флюидов. Выделяется 3 новых крупных этапа рифтогенной тектоно-термальной и рудной активности в рифейском Приуральском НОБ: машакский магнезитовый (~1400 млн. лет), поздне-авзянский Fe- магнезитовый (~1250-1200 млн. лет) и конце перерыва между средним и верхним рифеем сидеритовый (~1000 млн. лет). Эволюция рассольного флюида в различных НОБ с эвапоритами характеризуется повышением геохимической зрелости и иллюстрируется данными, как содержаний железа, так и стабильных изотопов углерода и кислорода, Sr-Nd изотопной систематики в возрастном ряду Mg-Fe метасоматических карбонатов.

Ключевые слова: метасоматоз, магнезит, сидерит

Происхождение месторождений кристаллического магнезита и сидерита в карбонатных толщах является дискуссионным, выдвигался ряд гипотез их формирования: осадочная, гидротермальная катагенетическая, постмагматическая. Это породило «проблему магнезита» (Aharon, 1988; Pohl, 1089) из-за сложности объяснения развития именно тел кристаллического магнезита в древних известняковых и доломитовых толщах. Этим и определяется актуальность и фундаментальное значение определения условий образования кристаллического магнезита, который часто развит в осадочных толщах совместно с сидеритом. Кроме того, магнезит является важным источником огнеупорного сырья для металлургии, а сидерит – качественной железной рудой. В современной структуре Башкирского мегантиклинория (БМА) на западном склоне Южного Урала крупнейшие месторождения кристаллического магнезита и сидерита приурочены к карбонатным породам, образованным в рифейской Приуральской перикратонной впадине (Пучков, 2010 и др.). Последняя формировалась в восточной части палеоконтинента Балтика (в современных координатах) во временном интервале 1750-600 млн лет.

Приуральская перикратонная впадина имеет все признаки долгоживущего надрифтового осадочного бассейна. Впадина на западе соединялась с Камско-Бельским, Серноводско-Абдулинским и Пачелмским авлокогенами, широко распространенными в Волго-Уральской области, где они погружены под палеозой и изучены по данным сейсмики и параметрических скважин. Бассейны формировали широкие кратонные депрессии общей мощностью отложений рифея более 12 км.

Надрифтовые осадочные бассейны (НОБ), широко развиты на платформах и имеют особую минерагению, закономерности которой ещё необходимо уточнять. НОБ представляет собой депрессию (синеклизу) над областью предшествующего рифтового бассейна (Беленицкая, 2007). Скорость прогибания в синеклизах существенно ниже рифтовой стадии, а площадь и время формирования гораздо больше, что приводит к накоплению осадочных тел значительной мощности и без вулканитов. Вулканогенные породы в НОБ, чаще, отсутствуют, в отличие от рифтовых бассейнов. Особенностью НОБ в геодинамическом ряду осадочных бассейнов (Беленицкая, 2007) является связь процессов внутри бассейна и внешних глубинных плюм-связанных процессов, определяемых магматизмом и/или тектоно-термальной активизацией. Области над ранее существовавшим рифтом наиболее благоприятны для появления зон поздних тектоно-термальных активизаций, из-за нарушения сплошности земной коры на значительную глубину (Пучков, 2010, 2021). Саморазвитие НОБ зависит от палеогеографии и типа климата в процессе осадконакопления. Периоды аридной или гумидной седиментации приводят к накоплению в поровом пространстве осадочных резервуаров пресных или морских/рассольных вод, которые в катагенезе определяют состав эпигенетических флюидов. Их миграция в совокупности с эндогенным теплом последующих эпизодов рифтогенеза служит главным фактором для минералообразования в результате наложено-эпигенетических процессов (Лебедев, 1992; Япаскурт, 2016). Эпизоды эвапоритовой седиментации НОБ приводят к наиболее контрастным преобразованиям в составе флюидов, определяющим особенности минерагении: прослои сульфатов и галогенидов, стратиформные амагматические залежи полиметаллов, барита, целестина, флюорита.

Новым в данном ряду объектом, являются Mg-Fe карбонатные метасоматиты: месторождения кристаллического магнезита, сидерита в карбонатных толщах древнее мезозоя, зоны масштабной доломитизации подсолеоносных карбонатных комплексов, как в эпиплатформенных бассейнах, так и НОБ. Детально изученными примерами таких надрифтовых бассейнов, в которых для месторождений магнезитов уже разработаны физико-химические модели, являются мезопротерозойский Приуральский (Крупенин, Кольцов, 2017) и ряд палеозойских бассейнов в Центральной Европе и Северной Африке (Prochaska, 2016 и др.). В указанных НОБ кроме разрабатываемых магнезитовых (Саткинское, Брайтенау, Елшава, и др.), присутствуют и месторождения железистых карбонатов (анкерит, брейнерит, сидеритовые гиганты Бакальское, Эрцберг, Бильбао, Уэнза и др.). Кроме того, данные НОБ имеют и традиционный для бассейнов с эвапоритами набор полезных ископаемых (полиметаллов, барита и флюорита). С упомянутыми бассейнами имеют сходство НОБ Приангарский (Енисейского кряжа), Северо-Китайской платформы (Ляонинь) и ряд других. Как правило, месторождений магнезитов образованы ранее сидеритов.

Этапы формирования Приуральской надрифтовой впадины состояли из относительно коротких импульсов рифтогенеза с последующим длительным синеклизным развитием и формированием мощного осадочного слоя. Выделяется три основных этапа: нижнерифейский, среднерифейский и

верхнерифейский. Нижнерифейский этап начался импульсом «рассеянного рифтогенеза» с прибрежно-континентальным вулканогенно-терригенным накоплением в айское время (1750 млн. лет, Краснобаев и др., 2013) и последующим формированием обширного (более 6 км) терригенно-карбонатного шельфового лагунно-морского бассейна с признаками эвапоритовой седиментации для саткинской и бакальской свит: высокие концентрации F, Cl, Br, данные изучения флюидных включений, характерных для эвапоритовых рассолов (Крупенин, Кольцов, 2017).

Среднерифейский этап начался с рифтогенеза и образования мощного (до 3 км) линейного трога (Парначев и др., 1986) с контрастным вулканогенным и терригенным выполнением в машакское время, 1380 млн лет, (Пучков, 2010). В последующем синеклизном развитии НОБ преобладало терригенно-карбонатное накопление, преимущественно в морских мелководных, реже лагунных условиях с признаками эвапоритовой седиментации, мощностью до 5 км. После длительного перерыва в седиментации, достигающего 200 млн лет (Маслов и др, 2001) осадконакопление продолжилось в верхнерифейском НОБ. Восточная периферия Балтики в позднем рифее, вероятно, представляла собой пассивную окраину с мелководно-морским терригенно-карбонатным накоплением, сформированную в режиме растяжения на фоне гренвильской орогении (Shumlyanskyy et al., 2023)

Седиментация в Приуральском НОБ прерывалась на границе рифея и венда и сопровождалась частичным размывом отложений. В поздневендское время на северо-востоке ВЕП, к западу от Тиманского орогена (Пучков, 2000), образовался обширный форландовый бассейн, выполненный молассой, прослеженной до Южного Урала (Беккер, 1968). В настоящее время западная часть Приуральской перикратонной впадины погружена под палеозойские отложения Предуральского краевого прогиба, а восточная обнажена в структуре БМА. Предполагается, что эта часть рифейских отложений Приуральской впадины была вовлечена в орогенез сначала в позднем венде-кембрии (Тиманиды), а затем более широко в позднем палеозое (Уралиды) (Пучков, 2010).

Этапы рудообразования в Приуральском НОБ связаны с импульсами рифтогенеза или тектоно-термальной активизации, которые сопровождались разуплотнением земной коры и миграцией флюидов. Захоронение эвапоритовых рассолов создавало предпосылки для накопления магния. Физико-химическое моделирование показало, что необходимыми условиями для метасоматического образования магнезита является наличие раствора с высоким значением Mg/Ca (эвапоритовый рассол (Крупенин, Кольцов, 2017), восстановительный характер среды, высокое отношение флюид/порода и нагрев рассола в процессе миграции. Для отложений нижнего рифея первым таким импульсом стал машакский рифтогенез, когда образовались крупнейшие месторождения кристаллического низкожелезистого магнезита (FeO <1 %) в Саткинском и Бакальском рудных полях с возрастом около 1380 млн лет (Овчинникова и др., 2018). Месторождения формировались на глубинах не менее 2 км в НОБ мощностью до 6 км.

С длительным перерывом в осадконакоплении (до 200 млн лет), между накоплением отложений среднего и верхнего рифея, были связаны тектонические перестройки, вероятно, отражающие процессы сборки суперконтинента Родиния, оказавшие влияние на флюидную миграцию в породах всего НОБ, имеющего в это время мощность до 13 км. Флюидная миграция в осадочном способствовала формированию ряда месторождений Fe-магнезитов (FeO до 4 %), брейнеритов (FeO до 20 %), в интервале 1250-1200 млн лет в отложениях как нижнего (Исмакаево, Богряшка), так и, вероятно, среднего рифея (Семибратское и ряд других) (Крупенин и др., 2016), а также гидротермально-метасоматического Суранского флюоритового месторождения, и серии проявлений барит-полиметаллического оруденения в отложениях авзянской свиты среднего рифея. С последним мощным этапом тектоно-термальной активизации на фоне растяжения около 1000 млн лет связано формирование крупнейшего скопления метасоматических сидеритов (сидероплезит, FeO до 45 %) в Бакальском рудном поле (Крупенин и др., 2021). В отложениях верхнего рифея месторождений указанного типа нет, как и отложений с признаками эвапоритовых условий седиментации.

Таким образом, выделяется 3 новых крупных этапа рифтогенной тектоно-термальной и рудной активности в рифейском Приуральском НОБ: машакский (~1400 млн. лет), поздне-авзянский (~1250-1200 млн. лет) и конце перерыва между средним и верхним рифеем (~1000 млн. лет). Эти этапы определили минерагенический облик типовой последовательности рифея, включающий формирование месторождений магнезиально-железистых карбонатов, барита и полиметаллов, флюорита. Последующие тектоно-термальные активизации территории в конце позднего рифея и венде привели к незначительной ремобилизации указанных месторождений. Палеозойский этап развития Уральского складчатого пояса слабо отразился на минерагении региона, поскольку осадочные толщи исчерпали ресурсы флюидогенерации.

Последовательность появления карбонатных метасоматитов предполагает эволюцию захороненных рассолов с образованием из Mg-рассолов сначала низко-Fe высококачественных магнезитов, затем формирование Fe-Mg флюидов и образование Fe-магнезитов, брейнеритов и, наконец, Mg-Fe флюидов, послуживших агентом для отложения сидеритов.

Показательным индикатором природы флюида являются данные Rb-Sr и Sm-Nd изотопной систематики, в ряде случаев впервые в мировой практике примененные к метасоматическим Fe-Mg

карбонатам в настоящем исследовании в сотрудничестве с коллегами из ИГГД РАН и ИГГ УрО РАН (Крупенин и др., 2016, 2021). Для наиболее ранних низкожелезистых высококачественных магнезитов Саткинского рудного поля показан коровый источник флюида, содержащий геохимическую метку участия мантийного флюида по данным Sr-Nd изотопной систематики, как следствие бассейновой миграции растворов и превращения их в рудный флюид во время импульса рифтогенной активизации при относительно небольшом времени взаимодействия флюид/порода. В случае с Саткинскими и Бакальскими месторождениями время от осадконакопления до метасоматического образования магнезита составило от 170 до ~60 млн лет. Железистые магнезиты Исмакаевского месторождения и брейнериты в карбонатных породах суранской свиты нижнего рифея, образовались в интервале 300-350 млн лет после осадконакопления. Образование сидеритов в карбонатных пластах нижнерифеской бакальской свиты проходило с участием зрелого корового флюида, прошедшего длительное (более 400 млн лет!) катагенетическое взаимодействие с породами надрифтового осадочного бассейна.

Замещение магния железом соответствует общей эволюции состава флюидов в земной коре при взаимодействии флюид-порода (Kharaka, Thordsen, 1992 и др.). В литогенезе высоким потенциалом к выщелачиванию металлов (в частности железа) из глинистых пород обладают рассолы (Savard et al., 1998 и др.) По экспериментальным данным (Yardley, Bodnar, 2014) соотношение металл/хлорид в редокс-условиях недр возрастает на 5 порядков при повышении температуры рассольного флюида в интервале 60-400°С. Взаимодействие флюидов с песчано-глинистыми породами приводит к увеличению доли радиогенного стронция и неодима в растворах (Кузнецов и др., 2018; Крупенин и др., 2021). Эволюция рассольного флюида в надрифтовом осадочном бассейне характеризуется повышением геохимической зрелости и хорошо иллюстрируется данными как стабильных изотопов углерода и кислорода, так и Sr-Nd изотопной систематики в возрастном ряду Mg-Fe метасоматических карбонатов в соответствии с рудными этапами.

Выполнено при финансовой поддержке темы НИР ИГГ УрО РАН (123011800013-6) и использовании оборудования ЦКП “Геоаналитик”.

Литература

Беленицкая, Г.А. Опыт мелкомасштабного литогеодинамического районирования и картирования осадочного чехла территории России / Г.А. Беленицкая // Литосфера. – 2007. – 5. – С. 3-37.

Крупенин, М.Т. Геологическое строение, состав и физико-химическая модель формирования месторождений кристаллического магнезита Южного Урала / М.Т. Крупенин, А.Б. Кольцов // Геология рудных месторождений. – 2017. – (59)1. – С. 17–40.

Крупенин, М.Т. Sr-Nd систематика и распределение РЗЭ в типовых магнезитовых месторождениях нижнего рифея Южно-Уральской провинции / М.Т. Крупенин, А.Б. Кузнецов, Г.В. Константинова // Литосфера. – 2016. – 5. – С. 58-80.

Крупенин, М. Т. Источник рудных флюидов и Sm–Nd возраст сидеритов крупнейшего Бакальского месторождения, Южный Урал. / М. Т. Крупенин и др. // Геология рудных месторождений. – 2021. – 63(4). – С. 334–363.

Маслов, А.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). / А.В. Маслов и др. – Т.1. Екатеринбург : УрО РАН, – 2001. – 351 с.

Парначев, В.П. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). / В.П. Парначев, А.Ф. Ротарь, З.М**.** Ротарь – Свердловск : УНЦ АН СССР. – 1986. – 105 с.

Пучков, В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). / Уфа : ДизайнПолиграфСервис. – 2010. – 280 с.

Япаскурт, О.В. / Литология. Издание 2. Москва : Инфра-М. – 2016. – 359 с.

Aharon, P. A. Stable-isotope study of magnesites from the Rum Jungle Uranium Field, Australia / P. A. Aharon // Chemical Geology. – 1988. – 69. P. – 127-145.

Kharaka, Y.K., Thordsen J.J. Stable isotope geochemistry and origin of waters in sedimentary basins / // Y.K. Kharaka, J.J. Thordsen In: S.Chaudhuri and N.Clauer (eds.), Isotopic Signatures and Sedimentary Records – Lecture Notes in Earth Sciences. – 47. Berlin : Springer-Verlag. – 1992. P. – 411-466.

Pohl, W. Comparative geology of magnesite deposits and occurrences / W. Pohl // Magnesite – geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg-carbonates. Monograph Series on Mineral Deposits, V. – 28. Berlin-Stuttgart: Gebruder Borntraeger. – 1989. P. – 1–13.

Prochaska, W. Genetic concepts on the formation of the Austrian magnesite and siderite mineralizations in the Eastern Alps of Austria / W. Prochaska // Geologia Croatica. – 2016. – (69)1. P. – 31-38.

Savard, M.M., Isotope geochemistry of sideritized host rocks, Walton Ba deposit, Kennetcook sub-basin, Nova Scotia, Canada / M.M. Savard, D.F. Sangster, M.D. Burtt // Econ. Geol. – 1998. V. – (93)6. P. –834–844.

Shumlyanskyy, L. Detrital Zircon Geochronology of the Volyn-Orsha Sedimentary Basin in Western Ukraine. / L. Shumlyanskyy, A. Bekker, I. Tarasko, I. Francovschi, S.A. Wilde, V. Melnychuk // Geosciences – 2023. – 13. – 152.

Yardley, W.D., Bodnar R.J. Fluids in the Continental Crust / W.D. Yardley, R.J. Bodnar // Geochemical Perspectives. – 2014. – 3(1). P. – 1–127.

Evolution of the composition of Mg-Fe carbonate metasomatites in supra-rift sedimentary basins (to the problem of sparry magnesite and siderite deposits in carbonate sequences)

Krupenin M.T.

Institute of Geology and Geochemistry, A.N. Zavaritskiy, UB RAS, Russia, 620016, Yekaterinburg, Acad. Vonsovskogo str. 15, krupenin@igg.uran.ru

The origin of deposits of crystalline magnesite and siderite in carbonate strata is debatable. The solution of the "magnesite problem" is carried out at the largest deposits of magnesite and siderite in the Riphean carbonate rocks formed in the Priuralsky pericratonic basin, which has all the signs of a long-lived supra-rift sedimentary basin (SSB). A specific feature of SSB is the relationship between intra-basin and outer deep plume-related processes. SSBs with evaporites contain not only sulfate deposits, but also magnesites with siderites. The stages of ore formation in the Urals SSB are associated with rifting impulses, which were accompanied by decompaction of the earth's crust and fluid migration. There are 3 new major stages of riftogenic tectono-thermal and ore activity in the Riphean Priuralsky SSB: Mashak magnesite (~1400 Ma), Late Avzyanian Fe-magnesite (~1250-1200 Ma) and the end of the interval between the Middle and Upper Riphean siderite (~1000 Ma). The evolution of brine fluid in various SSBs with evaporites is characterized by an increase in geochemical maturity and is illustrated by the data of both iron contents and stable isotopes of carbon and oxygen, Sr-Nd isotope systematics in the age series of Mg-Fe metasomatic carbonates.

Keywords: metasomatism, magnesite, siderite

УДК – 551.1.763.331-3
Следы аноксийных событий OAE в разрезе верхнего мела Западной Сибири

Кудаманов А.И., Карих Т.М.

ООО Тюменский Нефтяной Научный Центр. Россия, 625000, г. Тюмень, Осипенко, 79/1, aikudamanov@tnnc.rosneft.ru, tmkarikh@tnnc.rosneft.ru

В меловых отложениях океанов обнаружены периодически повторяющиеся следы аноксийных событий OAE («чёрные сланцы»). Так, на границе сеномана и турона (OAE2), на границе коньяка и сантона (OAE3). По данным региональных геолого-геофизических исследований верхнемеловых (над сеноманом) отложений Западносибирской плиты (ЗСП) установлены, и прослежены по латерали четыре сейсмостратиграфических комплекса (ССК; горизонта) – кузнецовский, нижнеберёзовский, верхнеберёзовский и ганькинский. По данным каротажа и керна внутри ССК выделены литостратоны. Например, дорожковская свита глин в основании кузнецовского ССК (битуминозная в нижней части – следы OAE2), перекрывающая песчаники покурской свиты, и перекрытая, в свою очередь, алевролитами продуктивной газсалинской пачки. В кровле кузнецовского ССК глауконитовые глины мярояхинской пачки. В нижнеберёзовском ССК ЗСП выделен пласт алевролитов НБ3 (верхний коньяк), перекрытый пластом НБ2 опоковидных глин (нижний сантон). Выше регрессивных алевролитов в подошве перекрывающих глин (2-4 м) отмечается увеличение (в 2-3 раза) доли пирита, что является отражением аноксийных условий.

Ключевые слова: аноксия, пирит, цикличность

В меловом разрезе установлено периодическое прерывание нормального осадконакопления эпизодами (менее 1 млн. лет) аноксии (океанских аноксических событий, OAE – oceanic anoxic event) (Савельева, 2010). Эти интервалы разреза включают богатые органическим веществом чёрные сланцы. Например, OAE2 (граница сеномана и турона), OAE3 (граница коньяка и сантона). Особенности обстановок накопления углеродистых осадков ***отличаются от современных***

(Неручев, 2007). Реконструкция палеоусловий мелового возраста может пролить свет на причины и механизмы развития кризисных океанографических и климатических изменений. Особенно чутко реагируют на эти изменения осадки открытых областей океана, где нет влияния суши.

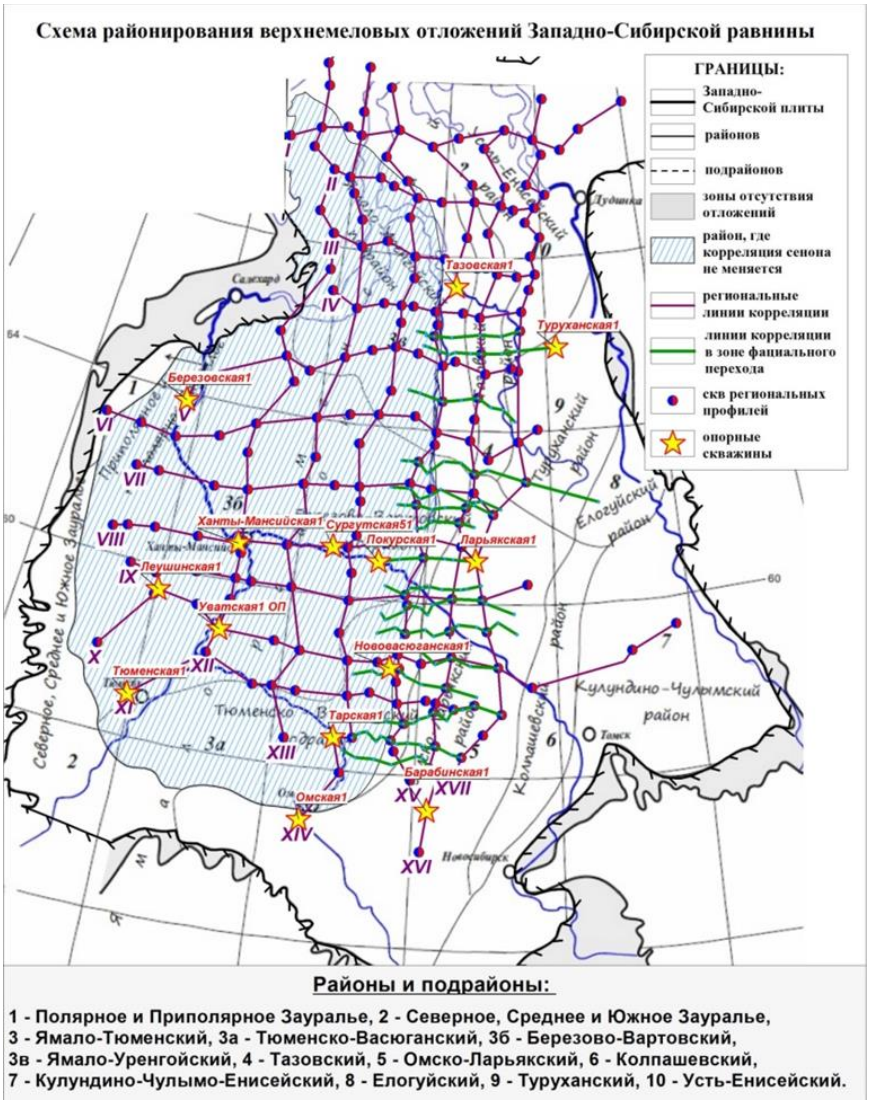


Рис. 1. Региональные и детализированные (выделены зелёным цветом) профили корреляции скважин (Агалаков, 2020)

По данным региональных работ в составе надсеноманского верхнего мела ЗСП выделено 4 сейсмостратиграфических комплекса (ССК) (Агалаков, 2020): кузнецовский (турон-нижний коньяк), нижнеберёзовский (коньяк-сантон), верхнеберёзовский (кампан) и ганькинский (маастрихт). По керну и каротажу в составе ССК установлены литостратоны площадного распространения. Например, в составе кузнецовского ССК (снизу вверх) – дорожковская свита (битуминозная в нижней части, нижний турон), газсалинская пачка алевролитов (средний-верхний турон; выделена на востоке ЗСП), в кровле – мярояхинская пачка глауконитовых глин (нижний коньяк). В нижнеберёзовском ССК – опоковидные глины пласта НБ4 (средний коньяк), алевролиты пласта НБ3 (верхний коньяк; выделены на крайнем северо-востоке ЗСП), опоковидные глины пласта НБ2 (нижний сантон), в кровле – опоки пласта НБ1 (верхний сантон). Для проведения корреляции литостратонов (рис. 1) использовано – 265 тыс. пог. км. 2Д сейсмики; 3 000 скважин, вертикальное сейсмопрофилирование (ВСП, 186 скважин). Построено 17 региональных схем корреляции (11 – субширотного, 6 – субмеридионального направления) с использованием 220 скважин. Также построено 16 детальных схем корреляции в зоне фациальных переходов с использованием 148 скважин (показаны зелёным цветом). С учётом результатов корреляции построены схематичные карты общих толщин каждого ССК и литостратонов (Агалаков, 2020). Аноксийные События на территории ЗСП совпадают с началом позднемеловой трансгрессии (над сеноманом) – при затоплении песчаников сеномана (OAE2), и при возобновлении трансгрессии после образования алевролитов пласта НБ3 в позднем коньяке (OAE3). По керну скважин в нижних 2-4 м глин, перекрывающих песчаники и алевролиты регрессий, отмечается увеличение (в 2-3 раза) доли

пирита. Кроме того, на севере ЗСП (Южно-Тамбейский участок) по керну в подошве кузнецовского горизонта (нижний турон) описан прослой 0,9 м глинистых алевролитов с пиритовым цементом (40-50 %), что так же является отражением OAE2.

Литература

Агалаков, С. Е. Геология и газоносность верхнемеловых надсеноманских отложений Западной Сибири: дисс. на соискание уч. ст. д.г.-м.н.: 25.00.12 / Агалаков Сергей Евгеньевич. – Тюмень, 2020. – 221 с.

Неручев, С. Г. Уран и жизнь в истории Земли, 2-ое изд. испр. и доп. / С.Г. Неручев. – СПб., «ВНИГРИ», 2007. – 328 с.

Савельева, О. В. Меловые океанские аноксические события: обзор современных представлений / О.В. Савельева // Вестник Краунц. Науки о земле. – 2010. – № 1. – Выпуск № 15. – С. 45-55.

Traces of Oceanic Anoxic Events (OAE) in the Upper Cretaceous section of West Siberia

A. I. Kudamanov[1], T.M. Karikh[1]

1 – Tyumen Petroleum Research Center, 79/1 Osipenko Str., Tyument, Russia, 625000
aikudamanov@tnnc.rosneft.ru, tmkarikh@tnnc.rosneft.ru

Traces of Oceanic Anoxic Events ("black shales") have been found in the Cretaceous sediments of the oceans, periodically recurring in the cross section, for example, on the border of the Cenomanian and Turonian (OAE2), on the border of the Cognac and Santonian stages (OAE3). A number of regional geological and geophysical studies of transgressive Upper Cretaceous (above the Cenomanian) deposits of the West Siberian Plate (WSP) allowed to interpret and laterally trace four seismo-stratigraphic complexes (SSC) – Kuznetsovsky (Turonian - Lower Cognac), Nizhneberezovsky (Cognac - Santonian), Verkhneberezovsky (Campanian), and Gankinsky (Maastricht). The logging data and laboratory studies of the cores taken from the SSC allowed to interpret lithostrathons, for example, the Dorozhkov shale formation at the base of the Kuznetsovsky SSC (bituminous in the lower part – traces of OAE2), overlapping the sandstones of the Pokur formation, and overlain, in turn, by siltstones of the productive Gazsalinsky member. The Kuznetsovsky horizon section is completed by glauconite shales of the Myaroyakhin member. In the Nizhneberezovsky SSC in the north-east of the WSP, a siltstone unit NB3 (upper Cognac) is interpreted overlain by a layer of opoka-like clays NB2 (lower Santonian). Immediately above the regressive siltstones in the lower part of the overlapping clays (in the 2-4 m interval) there is an increase (2-3 times or more) in the proportion of pyrite, which is a reflection of anoxic environments in the oceans.

Keywords: anoxia, pyrite, cyclicity

УДК 551.311.23
Процессы выветривания в геологической истории Земли

Кузнецов В.Г. [1,2]

1 – Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина. Россия, 119991, Москва, Ленинский просп., 65.

2 – Институт проблем нефти и газа РАН, Россия, 119333, Москва, ул. Губкина, 3. e-mail: vgkuz@yandex.ru

Процессы выветривания (как первый этап осадочного породообразования) претерпели эволюцию в течение геологической истории Земли. В архее и раннем протерозое выветривание было чисто химическим. Со среднего палеозоя и с появлением наземной растительности оно сменилось существенно биохимическим и последовательно охватило всю сушу. Одновременно появилось два типа выветривания – кислое в гумидных условиях и щелочное в аридных.

Ключевые слова: история Земли, выветривание.

Процессы выветривания и соответственно их результаты отчетливо эволюционировали в течение всей геологической истории планеты, что отражает и общее изменение и развитие геологических обстановок и геологических процессов на Земле и прежде всего ее внешних оболочек.

Имеются достаточно многочисленные и достоверные свидетельства того, что атмосфера архея была кислой, поскольку в ней преобладали кислые газы CO_2, H_2S, HCl, SO_2, а на поверхности суши были развиты эффузивные породы основного состава. Эту ситуацию в свое время академик А.П. Павлов провидчески назвал лунной стадией развития планеты.

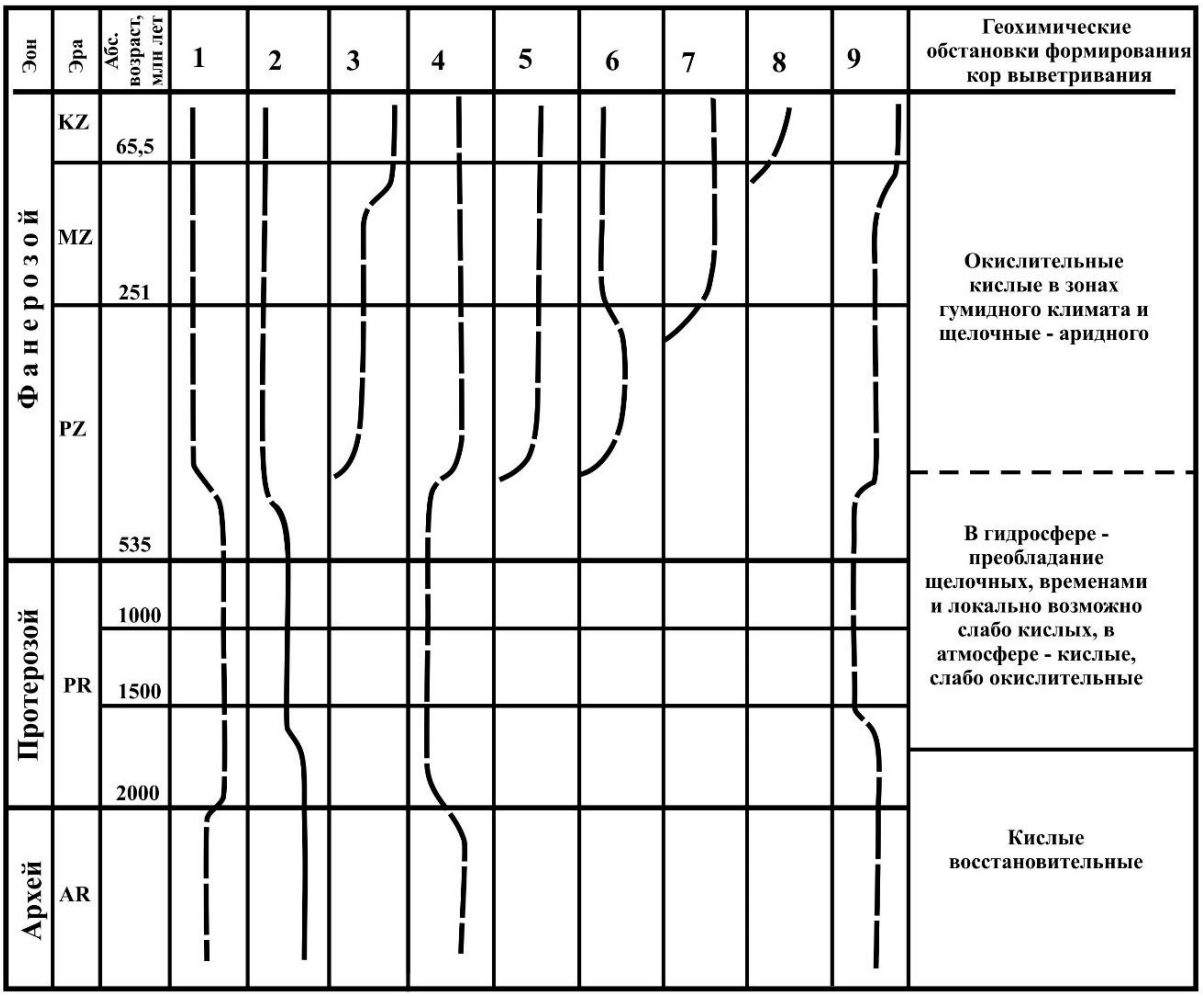


Рис. 1. Схема эволюции процессов выветривания в истории Земли

Цифры в шапке: 1–5 – виды выветривания: 1 – физическое, 2 – химическое, 3 – биологическое (биохимическое), 4 – кислое, 5 – щелочное; 6–8 – области развития выветривания: 6 – прибрежно-морское, 7 – внутриконтинентальные равнины, 8 – внутриконтинентальные, в том числе, гипсометрические участки суши; 9 – общая интенсивность выветривания

Подобные обстановки определили протекание чисто химического разложения – выветривания - исходных пород (рис. 1), а это были основные породы, сложенные минералами, в том числе, с повышенным содержанием железа, магния и кальция. Выветривание этих пород сопровождалось выносом растворенных форм кремнезема, железа и соответственно относительно обогащением остаточных продуктов алюминием. На границе архея и протерозоя и в раннем протерозое произошло появление и взрывное развитие цианобактериальных сообществ, и как следствие – коренное изменение геохимических обстановок, а именно «великое окислительное событие (GOE)» – появление свободного кислорода и соответственно окислительных обстановок. Второе важное изменение, по крайней мере в водоемах, – одновременно произошла смена кислых сред архея на щелочные протерозоя. Результатом подобного разделения вещества на атомарном уровне явилось появление с одной стороны остаточных высокоглиноземистых пород, а с другой – новообразованных существенно кремнистых железистых кварцитов. Одним из примеров подобного разделения вещества является южноафриканская надсерия Трасвааль, где с одной стороны присутствуют глинистые алюминиевые сланцы с диаспором, а с другой – железорудная серия Курумар [Дэна и др., 1951]. Другим

свидетельством подобных процессов разделения вещества является наличие в докембрийских образованиях остаточных чисто кварцевых аренитов [Розен, 2011]. Какова геохимическая обстановка и соответственно выветривание в протерозое, менее ясно. В гидросфере протерозоя явно преобладала щелочная среда, что определило формирование существенно магнезиальных карбонатных отложений. В атмосфере же и соответственно в субаэральныцх сферах, видимо, существовали кислые, может быть, не такие резкие как ранее, но все же кислые обстановки. Единичные сведения о корах выветривания протерозоя указывают на наличие хотя и незначительное каолинита, то есть по сути дела о кислом выветривании.

Кардинальные изменения произошли границе раннего и среднего палеозоя в связи с началом экспансии организмов, и прежде сего растительных, на сушу и колонизацией ими прибрежных ее участков. Это обстоятельство зафиксировано «взрывным» появлением глубокого уже биохимического выветривания. Значительную, если не сказать основную роль, играли органические кислоты, образующиеся при разложении и трансформации органического материала растительного происхождения. Следствием этого биологического события явилось интенсивное развитие выветривания с образованием полного профиля с бокситами в кровле этих кор [Бушинский, 1975; Савко и др., 2018]

При этом одновременно произошло еще одно крайне важное событие – появление и развитие двух типов континентального выветривания кислого (кислотного) в зонах гумидного климата, где была обильная растительность и соответственно наличие органических кислот, и щелочного в областях аридного климата, где при отсутствии растительного покрова был существенный дефицит и соответственно крайне незначительные количества органических кислот.

Возвращаясь непосредственно к проблеме кислого латеритного выветривания, следует констатировать эволюцию последнего. Это находит свое выражение в двух показателях. В девоне подобное выветривание локализовалось на островах и прибрежной суше. В позднем девоне – раннем карбоне, оно охватило достаточно обширные прибрежные области с торфяниками. С мела и в кайнозое растительность колонизовала всю поверхность планеты, латеритное выветривание распространилось и на возвышенности вдали от морских водоемов, то есть, по сути, охватило всю сушу. Одновременно отмечается интенсификация глубины разложения исходных минералов и увеличение содержания собственно алюминиевых минералов – бёмита и гиббсита с 44.2% в палеозое к 51.3% в мезозое и до 67, 6% в кайнозое [Броневой и др., 1965]

Работа выполнена в рамках госзадания ИПНГ РАН (тема № 122022800270-0)

Литература

Броневой В.А., Зильберминц А.В., Тенаков В.А. Средний химический состав бокситов и его эволюция во времени / В.А. Броневой, А.В. Зильберминц, В.А. Тенаков // Геохимия. – 1985. – № 4. – С. 435–446.

Бушинский Г.И. Геология бокситов / Г.И. Бушинский. 2-е изд. – М.: Недра, 1975. – 411 с.

Михайлов Б.М. Эволюция обстановок бокситообразования в геологической истории Земли / Б.М. Михайлов // Проблемы генезиса бокситов. – М.: Наука, 1975. – С. 41–55.

Розен О.М. Типизация пород докембрия / О.М. Розен // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: Материалы 6-го Всероссийского литологического совещания. – Казань, 2011. – Т. 2. – С. 177 – 180.

Савко А.Д., Крайнов А.В., Овчинникова М.Ю., Милаш А.В., Новиков В.М. Эпохи формирования кор выветривания и связь с ними месторождений вторичных каолинитов и керамических глин в фанерозое Воронежской антеклизы /А.Д. Савко, А.В. Крайнов, М.Ю. Овчинникова, А.В. Милаш, В.М. Новиков // Вестник ВГУ. Серия геология. – 2019. – № 3. – С. 23– 34.

Weathering processes in the Earth history

Kuznetsov V.G.[1,2]

1 – National University of Oil and GAS «Gubkin University», 65 Leninsky Prospekt, Moscow, 119991, Russia

2 – Oil and Gas Research Institute RAS, Gubkina str., 3, Moscow, 119333, RUSSIA Gubkina str., 3, Moscow, 119333, RUSSIA

Weathering processes (as the first stage of sedimentary rock formation) have evolved over the course of the Earth's geological history. In the Archean and Early Proterozoic, weathering was purely chemical. From the Middle Paleozoic and with the appearance of terrestrial vegetation, it became

substantially biochemical and gradually spread over the whole dry land. At the same time, two types of weathering appeared - acid weathering in humid conditions and alkaline weathering in arid conditions.
Keywords: Earth history, weathering

УДК: 553.571.1

Результаты исследований микро – и нано форм кристаллических фаз благородных металлов на золоторудных месторождениях

Кузнецов Ю.А[1]., Дубков А.А[2]., Калиниченко В.Н[3]., Жабин А.В[4].

1 – ООО «РГ Иркутскгеофизика 3»; г. Иркутск, ул. Клары Цеткин, 9А. tundra49@mail.ru
2 – ФГБУ ВНИГНИ г. Москва, Шоссе Энтузиастов, 36, dubston@mail.ru
3 – ИБХФ РАН г. Москва, ул. Косыгина, 4, kalinval47@mail.ru
4 – ФГБОУ ВО «Воронежский государственный университет», 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, zhabin01@gmail.com

В последнее время наметилась тенденция по уменьшению запасов легко извлекаемых минеральных форм благородных металлов и редкоземельных элементов. В то же время до восьмидесяти процентов металла на разрабатываемых месторождениях уходит в отвалы. Причина этого заключается в нахождении этих компонентов в рудах в микро- и наноформах. Здесь необходимо отметить, что металлы и их соединения в таком состоянии практически не поддаются растворению для перевода их в раствор, с последующим извлечением электролитическими методами. Предлагаемый нами метод, основанный на многолетних исследованиях, позволит ввести в промышленную разработку миллиарды тонн отвалов и обеспечить промышленность столь нужными металлами на десятки, возможно даже сотни лет.
Ключевые слова: благородные металлы, наноформы.

В связи с наметившейся тенденцией по уменьшению запасов легко извлекаемых минеральных форм благородных металлов и редкоземельных элементов, всё более нарастает интерес к их разностям, имеющим ультрадисперсные размеры.

Научной основой таких интересов послужил гениальный вывод Петровской Н.В., сделанный ею более чем полвека назад: *«Частицы тонкодисперсного золота (0,5-10мкм) распространены значительно более широко, чем видимые золотины. Вероятно, не будет преувеличением утверждать, что эта форма самородного золота в эндогенных месторождениях является универсально распространенной. Соответственно, велики общие количества «распыленного» золота*» (Петровская, 1973). В то же время, известно, что такое тонкодисперсное золото практически не амальгамируется, не цианируется и, тем более, не извлекается методами гравитационного обогащения. Особенно это относится к минеральным микроформам элементов платиновой группы (ЭПГ).

В данных тезисах, в кратком изложении, излагается итог многолетних исследований микро и нано минеральных форм благородных элементов, начатый ещё под руководством члена-корреспондента РАН Сахно В.Г. и продолженный нами в настоящее время. Заказчиком данного исследования является ООО «РГ Иркутскгеофизика 3», исполнителем – лаборатория ИБХФ РАН, под руководством члена-корреспондента РАН Варфоломеева С.Д.

Материалом исследований послужили образцы из 28 золоторудных месторождений и рудопроявлений, с установленными промышленными содержаниями золота, зафиксированными пробирным анализом и подтверждаемыми рентгенофлуорисцентным и (в некоторых случаях, при более детальных исследованиях) методами индуктивно связанной плазмы и ядерно-магнитного резонанса. Исследованные объекты характеризуют практически все промышленные типы золоторудных месторождений: золотой, серебряно-золотой, золото-сульфидный в углеродистых сланцах, золото-кварцевый, полиметально-золотой, золото-волластонитовый.

После дробления проб на щёковой дробилке и расситовки до класса менее 0,5 мм, весь материал фракции просматривался на бинокулярном микроскопе на предмет гарантированного визуального отсутствия макро-минеральных форм золота и платиноидов. Дальнейшая пробоподготовка для исследования ультра-тонкодисперсных и, возможно, нано минеральных форм проводилась на планетарной мельнице улучшенной нами конструкции.

При обработке пробы гранулометрического состава менее 0,5 мм в течение 2-х минут гарантированно достигается измельчение породы до класса 10 микрон и менее, сопоставимого с размером изучаемых минеральных форм благородных элементов. В некоторых случаях, когда нам

требовалось измельчение до субмикронного уровня, время измельчения увеличивалось до 3-х – 5-ти минут. Масса загружаемой в планетарную мельницу породы составляла 0,3-0,5 кг. Таким образом, для всех видов применяемых нами анализов при исследовании конкретной пробы гарантированно обеспечивалась однородность исследуемого материала. Часть не обработанного для дробления материала проб оставлялась для изготовления шлифов и аншлифов или изготовления концентратов и последующих исследований.

После обработки проб на механической планетарной мельнице, осуществлялся их гранулометрический контроль на лазерном измерителе частиц Bettersizer 2600-WD (ФРГ). Данные пробирного анализа для изученных проб получались нами из аккроедитованных лабораторий соответствующих предприятий, которые предоставляли нам пробы для изучения.

Морфология и элементный состав соединений благородных элементов в исследованных образцах изучались методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ-ЭДС), силовой электронной микроскопии на электронных микроскопах различных марок и производителей («HitachiTM – 1000», «JSM-6380LV JEOL», «TescanVega3», «Prisma E» и др. Элементный состав, кроме ЭДС приставок электронных микроскопов, изучался рентгенофлуоресцентным методом анализа на приборах Schimadzu (Япония) и Vega 400 (Израиль). Дополнительно, в основном на начальном этапе наших работ, когда мы считали наличие платиноидов в «нетипичных породах» возможной приборной ошибкой, наличие благородных элементов и редких элементов в кварц-полевошпатовых жилах подтверждалось методом ядерно-магнитного резонанса, индуктивно-связанной плазмы и другими методами. Для извлечения ультратонкодисперсных частиц платины и золота из «нетипичных», казалось бы, низкотемпературных кварц-полевошпатовых жил и производства «самосборки» в макроформы, использовались газовые центрифуги, предназначенные для разделения изотопов. А для ультратонкодисперсного золота – установки лазерной агломерациидля извлечения так называемого «плывущего золота».

Исследование минерального состава дополнялось методом рентгенофазовой дифрактометрии и не зависимо от количества изучаемых проб, число которых на некоторых объектах достигало многих десятков.

Десятилетия назад установлено, что существуют серьёзные различия свойств (температур плавления и кипения, электрических, магнитных, высокой агрегативной устойчивости и многих других) для объектов нанометрового диапазона от свойств их макро-аналогов. Данный метод исследований является единственным прямым методом для определения состава минеральных фаз тонкодисперсных и нано частиц, имеющих кристаллическую структуру, поскольку оперирует не разнообразием химического состава пробы, а параметрами единичной кристаллической ячейки. А её размеры являются константой для любого кристаллического вещества.

Такой системный подход для изучения микро и нано минеральных форм применяется нами давно (Жабин и др. 2021, Дубков и др. 2023 (1)). В этих публикациях детально описаны применяемые нами для исследования приборы, физические принципы работы, полученные результаты. В частности - для рентгенофазовых дифрактометров и методики применения для наших исследований.

Дополнительно отметим, что данный вид анализа происходил с использованием программного комплекса «Oxford Crystallographica searchmatch». При этом минеральные фазы более чем 457-ми тысяч кристаллических фаз, входящих в международную базу этого прибора, сравниваются данным программным комплексом с полученными кристаллографическими характеристиками наших проб. Количественный рентгенофазовый анализ по методу Ритвельда происходил с использованием программного обеспечения «Siroquant Sietronics Pty Ltd».

Дополнительно отметим, что данный вид анализа происходил с использованием программного комплекса «Oxford Crystall ographicase archmatch». При этом минеральные фазы более чем 457-ми тысяч кристаллических фаз, входящих в международную базу этого прибора, сравниваютсяданным программным комплексом с полученными кристаллографическими характеристиками наших проб. Количественный рентгенофазовый анализ по методу Ритвельда происходил с использованием программного обеспечения «Siroquat Sietronics PtyLtd». Недостатком этого метода является невозможность определения аморфных фаз и фаз отсутствующих в библиотеке прибора. Поэтому метод всегда даёт несколько завышенные количественные оценки.

Поскольку исследованные нами пробы были гарантированно измельчены до размеров менее 10 микрон исследованные нами кристаллические фазы относятся к объектам микро и нано класса. И только после проведения гранулометрического анализа каждой пробы, состав кристаллических фаз изучался методом рентгенофазовой дифрактометрии.

Данные из результирующих таблиц (по типу таблицы №») исследований микро и нано кристаллических фаз кристаллических соединений благородных металлов в исследованных золоторудных объектах сведены в таблицы №№ 3-6. В них показан химический состав кристаллических фаз, содержащих только: золото, серебро, золото и серебро, платиноиды.

В левой части таблиц даны названия исследованных золоторудных объектов В правой – химический состав кристаллических фаз. «Нольвалентные» фазы благородных металлов выделены

несколько более крупным и наклонным шрифтом. Фазы в колонке расположены справа налево по степени убывания содержаний процентного материала в пробе. То есть, значения находящиеся правее всегда имеют меньшие процентные содержания чем стоящие левее их.

Обсуждение полученных результатов.

Даже беглый просмотр таблиц №№ 3-6 говорит о том, что «нольвалентные»,условно «самородные» формы благородных элементов, представленные в породах в виде микро и нано форм, не являются превалирующими. Да, они встречаются. Но, чаще всего, не являются основными среди микро и нано форм. Независимо от генетического типа золоторудных месторождений. А именно на извлечение «нольвалентных» форм настроены большинство технологических регламентов выделения благородных элементов.

Практически всегда, в золоторудных месторождениях присутствуют кристаллические фазы платиноидов. И «нольвалентные» формы платиноидов в золоторудных месторождениях встречаются даже несколько чаще, чем «нольвалентные» формы собственно золота. Это касается и серебра, где при изучении многих сотен проб этим методом собственно его «самородная» форма была отмечена лишь три раза. Для соединений, содержащих Au и Ag это ещё более характерно. В микро и нано формах «нольвалентная форма» была встречена лишь на золотосеребряном рудопроявлении Милоградово, при изучении технологической пробы, содержащей многие сотни граммов Ag на тонну.

Интересным является факт довольно частой встречаемости в микро и нано минеральных формах серебра минералов литохлебита - $Ag_2PbBi_4Se_8$ и окартита - Ag_2FeSnS_4 находки которых в макро формах редки (Дубков и др. 2023 (2)).

Многие из зафиксированных кристаллических фаз благородных элементов не имеют названных минералогических названий, хотя и имеются в базе прибора, так как давно синтезированы для других целей. Трудности их обнаружения традиционными минералогическими методами имеют множество причин. Многие из них имеют низкую твёрдость. И даже растворимы в воде, как например фтораураты серебра. Мельчайшие размеры не позволяют, в силу неумолимых законов оптики, идентифицировать микро и нано формы однозначно, даже самыми совершенными ЭДС электронных микроскопов. Так как в любом случае мы будем иметь, как ненужное дополнение элементный состав матрицы окружающей частицу. Пока ещё нет «нано роботов» позволяющих отбирать их монофракции. Хотя, некоторые более крупные их частицы, размерами более 10 микрон (теллуриды золота и серебра фтораураты и селениды золота) были нами найдены и идентицицированы после фиксации их наличия в изучаемой пробе рентгенофазовым методом (Жабин и др. 2020 (1, 2)).

Судя по полученным нами данным, наличие «неназванных» микро и нано минеральных форм драгоценных элементов породах достаточно велико и зачастую может превышать количество известных минеральных форм. В том числе и «самородных». И это надо принять как объективную реальность, которую ещё полвека назад предрекала Петровская Н.В. И вероятнее всего, именно из этих более сложных по составу соединений благородных элементов (при очень благоприятном стечении геологических процессов) и образуются их «нольвалентные» формы. Действительно являясь акцессорными, в отличие от их более распространённых «сложных» минеральных форм (Ненахова и др. 2018).

Выводы. Действующие технологические схемы по извлечению благородных металлов, ориентированы в основном на извлечение их «нольвалентных» форм и микроформ более сложных их соединений. При этом, совершенно не затрагивая значительную долю микро и нано частиц, заключённых в окружающих их матрицу.

Техногенные отходы горнодобывающих предприятий могут являться даже более богатым источником благородных и редких металлов, чем сами разрабатываемые месторождения.

Без знания химического состава микро и нано форм благородных элементов невозможно решать проблемы комплексного использования минерального сырья.

Литература

Дубков А.А. Исследования минерального состава россыпного месторождения Хлебопёк (Бодайбинский район Иркутской области) / А.А. Дубков, А.В. Жабин, Ю.А. Кузнецов, В.Н. Грибанов, В.Н. Калиниченко. А.А. Гулин // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2023 (1).- Вып. 109. - С. 20-29.

Дубков А.А. Исследование благороднометальной минерализации пород кор выветривания Карийского рудного поля методами рентгенофазовой дифракции и электронной микроскопии (Восточное Забайкалье) / А.А. Дубков, А.В. Жабин, В.Н. Калиниченко, Ю.А. Кузнецов //. Недра Поволжья и Прикаспия. – 2023 (2). - Вып. 110. - С. 12-24.

Жабин А.В. О находках элементов платиновой группы, драгоценных и редких металлов в породах баженовской свиты (Западная Сибирь) и сравнение их с известными рудными объектами Северо-востока РФ / А.В. Жабин, Ю.А. Кузнецов, А.А. Дубков // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2020 (1). – Вып. 101.– С. 78-88

Жабин А.В. Импактиты в четвертичных отложениях Воронежской антеклизы / А.В. Жабин, А.А. Дубков, Г.С. Золотарёва, Ю.А. Кузнецов // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2020 (2). – Вып. 102. – С. 39-52.

Жабин А.В., К вопросу о применении рентгеноструктурного и энерго-дисперсионного анализов для обнаружения платиноидной и рениевой минерализации на золоторудных проявлениях (на примере золотосульфидных месторождений Центрального Сихотэ-Алиня Приморского края) / А.В. Жабин, Ю.А. Кузнецов, А.А. Дубков // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2021. – Вып. 104. – С. 30-38.

Ненахова Е.В. // Самосборка нанодисперсных форм платиноидов как метод их извлечения на примере золотосеребряных руд Милоградовского проявления (Приморский край) / Е.В. Ненахова, В.Г. Сахно, Ю.Д. Калашников, В.М. Ненахов, Ю.А. Кузнецов // Вестник ВГУ. - Серия: Геология. – 2018. № 4. - С. 102-106.

Петровская Н.В. Самородное золото / Н.В. Петровская. - М.: Наука. – 1973. – 349 с.

Results of studies of micro- and nano-forms of crystalline phases of noble metals in gold deposits

Kuznetsov Yu.A[1]., Dubkov A.A[2]., Kalinichenko V.N[3]., Zhabin A.V[4].

1 – LLC "RG Irkutskgeofizika 3"; Irkutsk, st.ClaraZetkin, 9A. tundra49@mail.ru
2 – FGBU VNIGNI Moscow, Highway Enthusiasts, 36, dubston@mail.ru
3 – IBHF RAS Moscow, st. Kosygina, 4, kalinval47@mail.ru
4 – Voronezh State University, 394018, Voronezh, Universitetskaya Square, 1, zhabin01@gmail.com

Recently, there has been a tendency to reduce the reserves of easily extractable mineral forms of noble metals and rare earth elements. At the same time, up to eighty percent of the metal in the developed deposits goes to dumps. The reason for this lies in the presence of these components in ores in micro- and nanoforms. It should be noted here that metals and their compounds in this state are practically not amenable to dissolution to transfer them into solution, followed by extraction by electrolytic methods. The method we propose, based on many years of research, will make it possible to introduce billions of tons of waste dumps into industrial development and provide the industry with much-needed metals for tens, perhaps even hundreds of years.

Keywords: noble metals, nanoforms

УДК 551.1+552.31+552.5 (476)
Осадочные вулканомиктовые породы задонского надгоризонта нижнего фамена Припятского прогиба

Кузьменкова О.Ф.[1], Бибикова Е.В.[1], Воскобойникова Т.В.[1], Ерошенко А.А.[2], Саченко Т.Ф.[1], Обуховская В.Ю.[1]

1 – Государственное предприятие «НПЦ по геологии». Беларусь, 220141, г. Минск, ул. Купревича, 7, kuzmenkovaof@mail.ru
2 – БелНИПИнефть РУП «Производственное объединение «Белоруснефть». Беларусь, 246003, г. Гомель, ул. Книжная, 15а, a.eroshenko@beloil.by

Выполнено изучение вещественного состава анальцимизированных вулканомиктовых известняков тремлянского горизонта юга Припятского прогиба, считавшихся ранее туфами задонской фазы эксплозивного магматизма. На основании анализа скважинных геолого-геофизических материалов по отложениям задонского надгоризонта юго-восточной части прогиба предложена модель накопления вулканомиктовых пород на склонах Хобнинского поднятия дна палеобассейна. Источником вулканогенного материала послужили вулканические постройки франского возраста в области сочленения Северной зоны ступеней Припятского грабена и Брагинско-Лоевской седловины. Здесь на рубеже тонежского и тремлянского времени произошел подъем территории, в результате чего понизился базис эрозии узких проливов, соединявших Днепровский и Припятский бассейны. Проливы между вулканическими островами приурочены к зонам субширотных разломов. Перенос вулканогенного материала осуществлялся подводными течениями в западном и юго-западном направлениях и контролировался разломными зонами субширотного и северо-восточного простирания.

Ключевые слова: межсолевые отложения, переотложенные туфы

В позднем девоне на западе Восточно-Европейской платформы в Припятско-Днепрово-Донецкой палеорифтовой системе широко проявился щелочной магматизм (Вулканизм..., 1977; Тектоника…, 1982; Ляшкевич, 1987; Айзберг, Старчик, 2013). В Припятском сегменте палеорифта его проявления контролируются глубинными разломами мантийного заложения северо-западного простирания в зоне сочленения Припятского прогиба со Жлобинской седловиной на севере и Воронежской антеклизой и Брагинско-Лоевской седловиной на востоке (рис.1). Установлено по меньшей мере четыре фазы магматизма: в раннеречицкое, поздневоронежское и чернинское время позднего франа; елецкое и петриковское время раннего фамена (Корзун, Махнач, 1977; Бескопыльный, 1982; Веретенников и др., 2001; Кручек, Обуховская, 2005; Кузьменкова и др., 2020). В чернинскую фазу тектоно-магматической активизации территории в результате субширотных сдвиговых деформаций значительно углубилась юго-восточная часть Припятского палеобассейна. Затем на протяжении домановичского и задонского времени раннего фамена существовал довольно длительный перерыв (порядка 8 млн. лет) в магматической деятельности, в течение которого в бассейне накопились мощные толщи терригенно-карбонатных и карбонатно-терригенных отложений (Махнач и др., 1984; Пушкин и др., 1995; Обровец и др., 2015). Однако, по мнению ряда исследователей, в южной части Припятского грабена в задонское время также имел место эксплозивный вулканизм кислого состава, на что указывают прослои анальцимизированных туфов в глинисто-карбонатных отложениях. Мощность прослоев в пределах Ельской площади достигает 15 м (Тюменцев, 1981; Корзун и др., 1989).

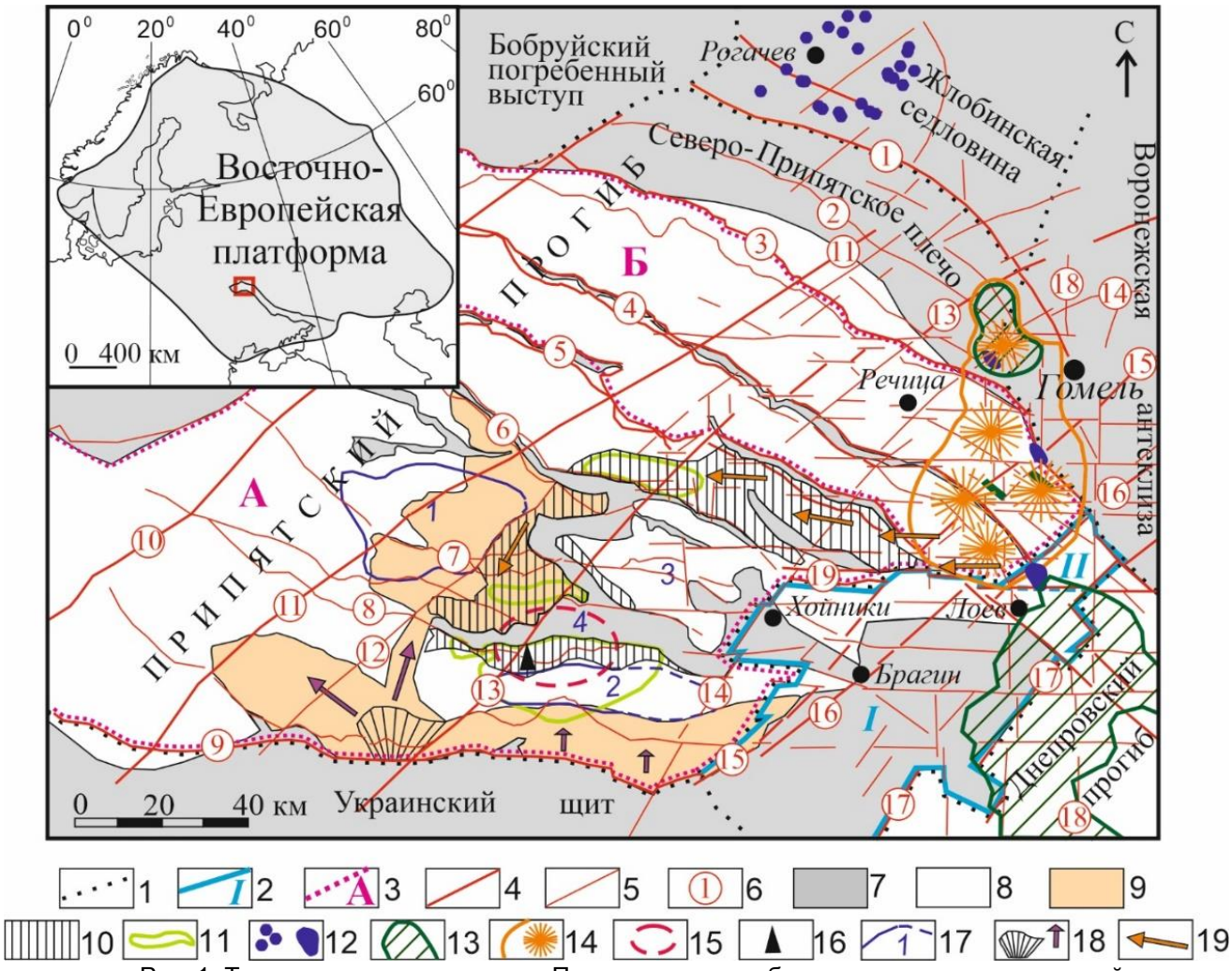


Рис. 1. Тектоническая карта-схема Припятского прогиба и прилегающих территорий с элементами палеогеографии домановичско-задонского времени раннего фамена

1 – границы тектонических структур первого порядка; 2 – Брагинско-Лоевская седловина (I – Брагинско-Лоевский выступ; II – Абакумовская ступень); 3 – Припятский грабен (А – Центральный грабен, Б – Северная зона ступеней) по (Айзберг, Старчик, 2013); 4 – 6 – разломы: 4 – основные, 5 –прочие, 6 – номера разломов: 1) Жлобинский, 2) Малиновско-Глазовский, 3) Северо-Припятский, 4) Речицко-Вишанский, 5) Червонослободско-Малодушинский, 6) Азерецко-Хобнинский, 7) Шестовичско-Гостовский, 8) Буйновичско-Наровлянский, 9) Южно-Припятский, 10) Малынско-Туровский, 11) Симоновичский, 12) Первомайско-Заозерный, 13) Пержанско-Суражский, 14) Антоновско-

Костюковичский, 15) Тетеревский, 16) Лоевско-Новозыбковский, 17) Верхнеднепровский, 18) Одесско-Гомельская зона разломов, 19) Мозырско-Лоевская (Центрально-Припятская) зона разломов; 7 – отсутствие домановичско-задонских отложений по (Махнач и др., 1984; Бескопыльный и др., 2011); 8 – 11 – домановичско-задонские отложения по (Тюменцев, 1981; Махнач и др., 1984; Обровец и др., 2015) с уточнениями: 8 – карбонатные и терригенно-карбонатные, 9 – карбонатно-терригенные, 10 – вулканомиктовые, 11 – засолоненные; 12 – 14 – Припятско-Днепровская область магматизма по (Ляшкевич, 1987; Кузьменкова и др, 2020): 12 – жлобинский комплекс щелочно-ультрамафитовой формации (карбонатит-кимберлит-нефелинитовой) раннеречицкого возраста, 13 – уваровичский комплекс щелочно-мафитовой формации (базальтоидв и фонолитов) поздневоронежского времени, 14 – припятский комплекс щелочно-мафическо-салической формации (трахиандезитов) чернинского времени; 15 – задонский вулкан кислого состава по (Корзун, Ажгиревич, 1989); 16 – скважина Ельская 26; 17 – 19 – элементы палеогеографии домановичско-задонского бассейна: 17 – по (Познякевич и др., 2002): 1) (Центральная котловина) и 2) (Ельский желоб) – впадины глубиной более 200 м, 3) Хобнинское поднятие, 4) Наровлянские острова; 18 – палеодельты и направления сноса терригенного материала по (Обровец и др., 2015); 19 – направление сноса вулканического материала в тремлянское время.

С целью выяснения природы этих туфов нами был исследован керн из скважины Ельская 26 и проанализированы данные ГИС задонского надгоризонта по скважинам восточной части Припятского прогиба. Вещественный состав пород изучен методом оптической микроскопии, рентгеноструктурного (дифрактометр ДРОН-3.0, Государственное предприятие «НПЦ по геологии») и рентгенофлуоресцентного (спектрометр ARL PERFORM'X Thermo Fisher Scientific, «ПО «Белоруснефть», БелНИПИнефть) анализов. Методами макро- и микропалеонтологии обоснован возраст отложений.

В результате исследований установлено, что прослои «туфов» мощностью до первых десятков см приурочены к нижней части мергельной пачки тремлянского горизонта (каротажный репер R4). Они представляют собой тонкозернистые анальцимизированные вулканомиктовые глинистые известняки светло-серого цвета с горизонтально-слоистой, линзовидно-слоистой текстурой. Вулканомиктовый материал псаммитовой размерности (так называемая камуфлированная пирокластика) содержится в количестве до 40% от объема породы и практически полностью анальцимизирован. Глинистая компонента представлена гидрослюдой, присутствует малая примесь кварца и полевых шпатов. Породы содержат 3,72 – 5,36 мас % Na_2O, 13,26 – 14,16 мас % Al_2O_3.

Мергельная пачка подстилается засолоненными песчаниками, которые по мнению В.Л. Тюменцева являлись источником натрия при диагенезе вулканогенного материала (Тюменцев, 1981). Засолоненные породы в задонских отложениях по данным (Высоцкий и др., 1977; Обровец и др., 2015) образовались в результате размыва и переотложения галита нижней соленосной толщи франского возраста и локально развиты на склонах палеоподнятий в юго-восточной части прогиба (рис.). Палеоподнятия приурочены к гребневым зонам Азерецко-Хобнинского и Буйновичско-Наровлянского разломов субширотного простирания и зоне Первомайско-Заозерного разлома северо-восточного простирания. Эти зоны отделяют Хобнинский погребенный выступ, который в домановичско-задонское время, видимо, представлял собой приподнятую часть дна бассейна, от его более глубоководных частей (Центральной котловины на западе, Ельского желоба на юге) (Познякевич и др., 2002; Обровец и др., 2015).

Источником терригенного материала в домановичско-задонском бассейне традиционно считают Украинский щит. Снос осуществлялся временными потоками и реками (Обровец и др., 2015). Обилие турбидитов в широкой полосе северо-восточного простирания в осевой части прогиба указывает на то, что мутьевые потоки двигались на север по подводным палеоложбинам над Первомайско-Заозерной и Симоновичской зонами разломов (рис.1).

На врезке – Припятский прогиб в системе Припятско-Днепрово-Донецкого палеорифта Восточно-Европейской платформы

Морская вода в домановичско-задонское время поступала из Днепрово-Донецкого в Припятский бассейн через узкие проливы между вулканическими постройками франского возраста в зоне сочленения Северной зоны ступеней Припятского грабена и наиболее опущенной северной части Брагинско-Лоевской седловины. Проливы были приурочены к разломным зонам северо-восточного и субширотного простирания, наиболее значимой из которых являлась разделяющая Брагинскй выступ и Абакумовскую ступень Мозырско-Лоевская (Центрально-Припятская) зона.

Отложение вулканомиктовых карбонатных пород в узком временном промежутке указывает на то, что на рубеже тонежского и тремлянского времени произошло воздымание территории Брагинско-Лоевской седловины, что повлекло за собой понижение базиса эрозии в проливах между вулканическими островами, размыв и транспортировку вулканогенного материала в Припятский бассейн. Локализация этих отложений на склонах Хобнинского погребенного выступа определяет путь переноса материала огибающими его подводными течениями на северо-запад, а затем на юго-запад. Этому переносу, видимо, предшествовало обмеление Припятского бассейна, эрозия франской соли на

обнажившихся островах и ее переотложение на подводных склонах. Поступивший затем в бассейн с повышенной концентрацией натрия вулканогенный материал привнес необходимый для образования анальцима алюминий и кремнезем. Такой механизм объясняет стратиформный характер маломощных пластов анальцимизированных вулканомиктовых известняков и мономинеральность цеолитовой минерализации.

Таким образом, так называемые «задонские туфы» являются продуктом однократного (тремлянского) размыва материала франских вулканических построек в области сочленения Северной зоны ступеней Припятского грабена и Брагинско-Лоевской седловины и его переотложения на склонах Хобнинского погребенного выступа на юго-востоке Припятского прогиба. Причиной этому послужил подъем территории Брагинско-Лоевской седловины на рубеже тонежского и тремлянского времени.

Литература

Айзберг, Р.Е. Синрифтовая геодинамика Припятского прогиба / Р.Е. Айзберг, Т.А. Старчик. – Минск: Беларуская навука, 2013. – 146 с.

Бескопыльный, В.Н. Перспективы поисков залежей нефти и газа в фаменских отложениях палеовулканической области Припятской впадины / В.Н. Бескопыльный // Доклады АН БССР. – 1982. – Т. XXVI, №3. – С. 259-262.

Бескопыльный, В.Н. Пояснительная записка к картам структурного районирования подсолевого и межсолевого комплексов Припятского прогиба для решения задач эффективного освоения ресурсов углеводородов / В.Н. Бескопыльный, Р.Е. Айзберг., Я.Г. Грибик. – Минск-Гомель 2011. – 43 с.

Веретенников, Н.В. Платформенный магматизм / Н.В. Веретенников, В.П. Корзун, А.С. Махнач // Геология Беларуси. – Минск: ИГН НАН Беларуси, 2001. – С. 437-458.

Вулканизм и рудные формации Днепрово-Донецкой впадины и Донбасса / сборник статей ред. Н.П. Семененко. – Киев: Наукова думка, 1977. – 155 с.

Высоцкий, Э.А., О распространении каменной соли в нижнефаменских отложениях Припятского прогиба / Э.А. Высоцкий, В.З. Кислик, С.А. Кручек, Н.С. Петрова // Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР. – Минск: БелНИГРИ, 1977. – С. 143-149.

Корзун, В.П. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины / В.П. Корзун, А.С. Махнач. – Минск: Наука и техника, 1977. – 164 с.

Корзун, В.П. Распределение и источник пирокластического материала в задонских отложениях девона Припятского прогиба / В.П. Корзун, Л.Ф. Ажгиревич, Л.С. Вольская // Доклады АН БССР. – 1989. – Т. XXXIII, №6. – С. 549-552.

Кручек, С.А. О возрасте и этапах проявления девонского вулканизма в Северо-Припятской области Беларуси в связи с поисками алмазоносных структур / С.А. Кручек, В.Ю. Обуховская // Анализ современного состояния и направление дальнейших геологоразведочных работ на алмазы в Беларуси: матер. научн.-практ. совещ. 14-16 сент. 2005 г. – Минск: БелНИГРИ, 2005. – С. 49-53.

Кузьменкова, О.Ф. Латерально-временной ряд породных комплексов позднефранско-раннефаменской Припятско-Днепровской области магматизма /О.Ф. Кузьменкова, А.Г. Лапцевич, Р.Е. Айзберг, А.А. Носова, Г.Д. Волкова, С.С. Манкевич, Е.В. Юткина // Литасфера. – 2020. – № 1(52). – С. 3-20.

Лукин, А.Е. Литолого-динамические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах / А.Е. Лукин. – Киев: Наукова думка, 1997. – 223 с.

Ляшкевич, З.М. Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена / З.М. Ляшкевич. – Киев, 1987. – 176 с.

Махнач, А.С. Органогенные постройки девона Белоруссии / А.С. Махнач, В.А. Москвич, С.А. Кручек, И.И. Урьев. – Минск: Наука и техника, 1984 – 234 с.

Обровец, С.М. Ранне-среднефаменский седиментогенез в Припятском рифтовом бассейне / С.М. Обровец, И.А. Яшин, С.А. Кручек. – Минск: Республиканское унитарное предприятие «Научно-производственный центр по геологии», 2015. – 218 с.

Познякевич, З.Л. Характеристика палеогеоморфологических условий бассейна седиментации межсолевого комплекса отложений / З.Л. Познякевич, С.П. Микуцкий, И.А. Слободянюк, Т.А. Милько-Черноморец // Стратиграфия и нефтеносность палеозойских отложений Беларуси / БелНИГРИ. – Минск, 2002. – С. 83-93.

Стратиграфия нижнефаменских (межсолевых) отложений Припятского прогиба / В.И. Пушкин [и др.]. – Минск: Институт геологических наук, 1995. – 140 с.

Тектоника и нефтегазоносность Днепрово-Донецкой впадины / Г.Н. Доленко [и др.]. – Киев: Наукова думка, 1981. – 227 с.

Тюменцев, В.Л. Анальцим в межсолевых отложениях южной и центральной частей Припятского прогиба в связи с нефтегазоносными работами / В.Л. Тюменцев // Доклады АН БССР. – 1981. – Т. XXV, №11. – С. 1013-1016.

Sedimentary volcanomictic rocks of the Zadon Suprahorizon of the Lower Famenian of the Pripyat Trough

Kuzmenkova[1] O., Bibikava[1] A., Voskoboinikova[1] T., Eroshenko[2] A., Sachenko[1] T., Obuchovskaya[1] V.

1 – State Enterprise «Research and Production Center for Geology».7 Akad. Kuprevich st., 220141, Minsk, Belarus, kuzmenkovaof@mail.ru

2 – Belarusian Scientific Research and Design Institute of Oil, State Production Association Belorusneft. 15b Knizhnaya str., 246003, Gomel, Belarus, a.eroshenko@beloil.by

The analcimized volcanomictic limestones in the southeastern part of the Pripyat Trough, previously considered to be tuffs of the Zadon explosive magmatism phase, were studied. Based on the geological borehole and geophysical data analysis of the Zadon Superhorizon sediments, a volcanomictic rocks accumulation model on the slopes of the Khobninsk Uplift of the paleobasin bottom is proposed. Volcanic structures, created in the Frasnian in the in the junction of the Northern Zone of the Steps of the Pripyat Graben and the Bragin-Loev Saddle, served as volcanogenic material source. This territory was uplifted at the boundary of the Tonezh and Tremlya times, resulting in erosion basis lowering of the narrow straits between the Dniepr and the Pripyat basins. The straits between the volcanic islands are connected with sublatitudinal fault zones. The volcanogenic material transfer was implemented by western and southwestern undercurrents and was controlled by of sublatitudinal and submeridian fault zones.

Keywords: intersalt deposits, redeposited tuffs

УДК 553.068.5

Промышленный потенциал редкометалльных россыпей и техногенных образований Ловозерского узла

Лаломов А.В., Григорьева А.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер. 35, lalomov@mail.ru

Редкие металлы (в число которых входят и редкоземельные) являются важным сырьем, определяющим научно-технический уровень развития промышленности, и, в первую очередь, ее инновационных технологий. Важным источником редких металлов может служить группа уникальных по генезису и минеральному составу лопаритовых россыпей, связанных с Ловозерским массивом нефелиновых сиенитов и техногенных образований – продуктов деятельности обогатительной фабрики Карнасурт Ловозерского ГОКа.

Ключевые слова: (россыпи, редкие металлы)

Редкие металлы (РМ) находят широкое применение в современных высокотехнологичных отраслях промышленности – электронике, оптике, энергетике, производстве высоколегированных сплавов итд. Область их применения постоянно расширяется. Перспективный прогнозируемый мировой рост потребления РМ составляет около 10 % в год.

Россия располагает одной из крупнейших сырьевых баз редких металлов (РМ), которые включают в себя РЗМ, однако единственным промышленным источником редкоземельной продукции в стране является лопаритовый концентрат, производимый из руд Ловозерского месторождения в Мурманской области. В результате вклад России в мировое производство РЗМ сырья составляет порядка 1%.

Из многочисленных коренных (включающих и коры выветривания) месторождений работы по подготовке к эксплуатации в 2021 г. велись только на Томторском (участок Буранный) в Республике Саха-Якутия (начало эксплуатации предполагается в 2028 г.) и Зашихинском в Иркутской области (начало эксплуатации в 2025 г.).

На Ловозерском месторождении добыча ведется в сложных горно-геологических условиях при низкой рентабельности существующих разрезов, причем по мере выработки доступных ресурсов сложность горных работ и себестоимость продукции увеличивается. В этой связи возникает потребность в диверсификации сырьевых источников комбината и вовлечение в переработку новых видов сырья (россыпного и техногенного).

Уникальные по своему составу и генезису россыпи лопарита, являющегося сырьем на Nb, Ta, РЗМ и Ti, расположенные по периферии Ловозерского массива, а также хвосты обогащения фабрики Карнасурт, могут служить альтернативным источником сырья для работы ГОКа (рис.1). При этом ассортимент продуктов остается неизменным, то есть какого-либо изменения металлургической технологии не требуется.

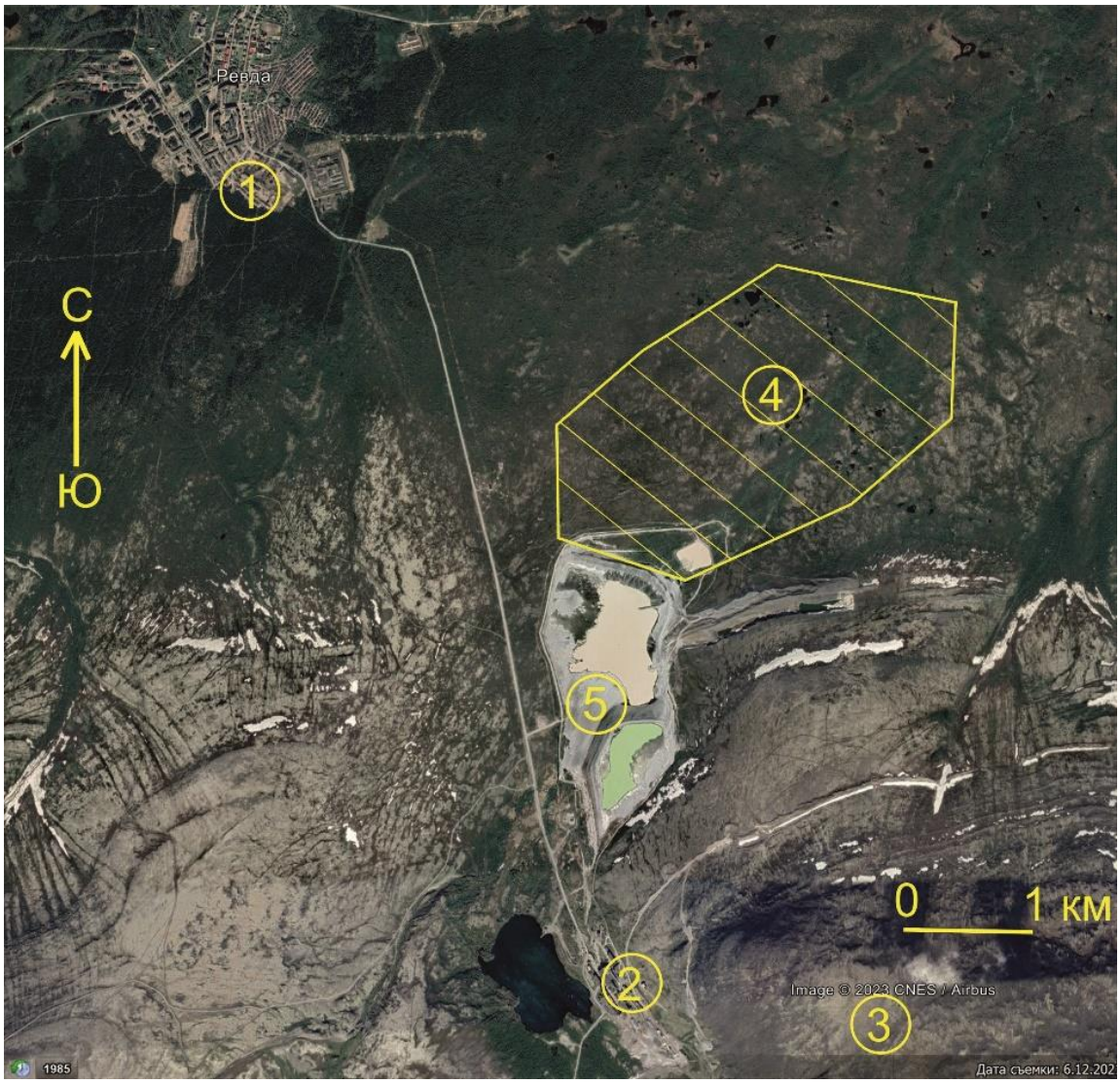


Рис.1. Схема строения Северо-Ловозерского редкометалльного узла. 1 – пгт Ревда, 2 – обогатительная фабрика Карнасурт, 3 – коренное месторождение Карнасурт, 4 – Сергеваньская россыпь лопарита, 5 – хвостохранилище Карнасурт

Россыпи лопарита локализуются на периферии массива и приурочены, в основном, к гляциальным и флювио-гляциальным отложениям местного горного оледенения (рис.2). (Лаломов и др., 2022). Наиболее изученной является Ревдинская группа (Шомиокская, Ревдинская и Сергеваньская россыпи).

Среднее содержание лопарита в россыпях 3.9 кг/м^3. «Торфа» россыпи составляют 11.5 м при мощности пласта 20.7 м, что позволяет добывать россыпь открытым карьером. При производительности ГОКа в 2021 г 2.6 тыс. т РЗМ, только одна, наиболее благоприятная для эксплуатации, Сергеваньская россыпь, расположенная в нескольких километрах от обогатительной фабрики, может обеспечить производство промышленного концентрата на уровне текущего объема в течении 68 лет.

Техногенные отложения сосредоточены в хвостохранилищах Карнасурт-1 и Карнасурт-2, где складируются хвосты обогащения начиная с 1951 г (рис. 3). По последним данным за 2021 г. (Госдоклад …, 2022) содержание лопарита в хвостах составляет 8.4 кг/м^3, Σ РЗМ – 2.7 кг/м^3. По предварительной оценке, запасы РЗМ в хвостохранилищах могут оцениваться в 75–80 тыс. т, лопарита – 230–250 тыс. т.

Если строительство альтернативных объектов, основанных на коренных рудах, требует вложения миллиардных ассигнований, а получение готовой продукции возможно только через

несколько лет, освоение лопаритосодержащих россыпей и техногенных образований возможно в короткие сроки с относительно низкими материальными затратами.

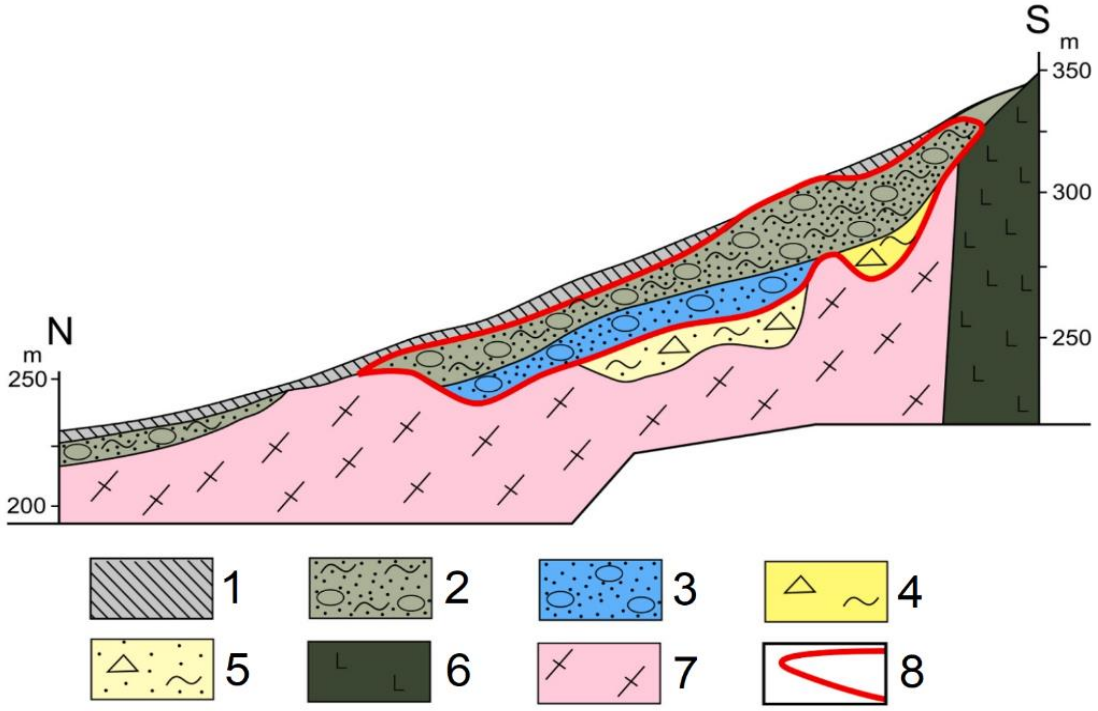


Рис.2. Обобщенный разрез рыхлых отложений северного склона и предгорий Ловозерского массива

1 – морена покровного оледенения $gQ_{III}^{3-IV^1}$; 2 – морена горного оледенения с обломками местных щелочных пород gQ_{III}^{1-2}; 3 – флювиогляциальные отложения горного оледенения fgQ_{III}^{1-2}; 4 – склоновые отложения кайнозоя (неогена ?) с обломками местных щелочных пород (dN (?)); 5 – элювиально-склоновые отложения мезозоя-кайнозоя (?), развитые по породам гранитогнейсового комплекса (e-d MZ-N (?)); 6 – палеозойские щелочные породы (PZ); 7 – породы гранитогнейсового архейского комплекса (AR); 8 – россыпь лопарита

Россыпные и техногенные месторождения являются высокоэффективным сырьем, востребованным горнодобывающей промышленностью, и обладают рядом существенных преимуществ по сравнению с коренными объектами. Примечательно, что не только для редких металлов, но и для других видов россыпей, доля россыпей в добыче золота примерно в 2 раза превышает их долю в балансе запасов. (табл.) (Лаломов и др., 2022б).

Табл. Соотношение долей россыпей различных типов в структуре запасов и добычи.

Вид сырья	Доля запасов категорий A+B+C_1 (measured resources) россыпей, %	Доля россыпей в общей добыче %
Золото (Россия)	10,2	19,9
Платиноиды (Россия)	0,3	4,5
Алмазы (Россия)	6,5	16,7
Олово (СССР, 1989 г)	12,4	25
Титан (мир)	33	70
Цирконий (мир)	80	95
Ниобий (мир, с корами выветривания)	20	70
Тантал (мир, с корами выветривания)	4	>10
Вольфрам (с техногенными образованиями)	0,73	3,2
Хром (Россия)	0,56	1,14



Рис.3. Хвостохранилища обогатительной фабрики Карнасурт Ловозерского ГОКа

Это объясняется следующими факторами:

- быстрое (часто, в течение одного сезона) начало отдачи средств, вложенных в добычу россыпей;
- технологическая простота процессов обогащения, не требующая сложных технологий (гравитационное обогащение);
- энергетическая эффективность процессов обогащения, исключающая дробление материала, на которое уходит 50% энергетических затрат при разработке коренных месторождений.

Таким образом, как для редких металлов, так и для других видов полезных ископаемых, россыпи могут служить оперативным и экономичным источником обеспечения минерально-сырьевой базы России.

Работа поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации № 13.1902.21.0018 (соглашение 075-15-2020-802).

Литература

Государственный доклад «О состоянии и использовании Минерально-сырьевых ресурсов Российской федерации в 2021 году» / А.А.Анненков [и др.]; под ред. Д.Д.Тетенькина, Е.И.Петрова. – М.: ВИМС-ЦНИГРИ, 2022. – 622 с.

Лаломов А.В. Минеральный состав редкометалльных россыпей Ловозерского массива / Лаломов А.В., Григорьева А.В., Зайцев В.А. // Геология рудных месторождений. – 2022а. – № 5. – С. 485–497. DOI: 10.31857/S0016777022050069

Лаломов А.В., Владимирцева О.В., Бочнева А.А. Роль россыпных месторождений в золотодобывающей промышленности России / Лаломов А.В., Владимирцева О.В., Бочнева А.А. // – Золото и технологии. – 2022б. – № 4 (58) – С. 36-44.

Industrial potential of rare-metal placers and technogenic deposits of Lovozero cluster

Lalomov A.V., Grigorieva A.V.

Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS; Russia, 119017, Moscow, Staromonetny 35, lalomov@mail.ru

Rare metals (including rare earth metals) are significant raw materials which determine technical and scientific level of development of the industry; first of all - innovative technologies. An important source of rare metals can be a group of unique in genesis and mineral composition of loparite placers associated with the Lovozero massif of nepheline syenites and technogenic deposits of Karnasurt processing plant of Lovozersky GOK

Keywords: placers, rare metals

УДК 552.5

Плейстоценовый седиментогенез на подводных частях континентальных окраин

Левитан М.А.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, г. Москва, ул. Косыгина, 19, m-levitan@mail.ru

По геодинамике континентальные окраины принято разделять на активные (андийского и островодужного типов), пассивные и трансформные. В докладе описан плейстоценовый седиментогенез на подводных частях указанных окраин. Для них выделены основные типы плейстоценовых разрезов по литологическому составу, строению и мощностям. Главным образом охарактеризованы терригенные, терригенно-кремнистые, терригенно-карбонатные и карбонатные типы разрезов. В целом для пассивных окраин в плейстоцене типично очень слабое развитие вулканических пеплов, что заметно отличает их от различных активных окраин. Плейстоценовый седиментогенез на подводных частях континентальных окраин обусловлен как геодинамическими механизмами, так и широким набором климатических и океанологических причин.

Ключевые слова: плейстоцен, континентальные окраины.

Континентальные окраины Мирового океана состоят из наземных и подводных частей. В целом геологическое строение континентальных окраин океана описано, например, в обзоре (Burk, Drake, 1974). Из отечественных работ следует отметить монографию (Конюхов, 1987) по Mz-Kz формациям континентальных окраин, а также книги (Мурдмаа, 1987; Павлидис, 1992; Щербаков, 1983) по их современным и четвертичным осадкам. В представляемом докладе приводятся сведения о плейстоценовых отложениях подводных частей континентальных окраин Тихого, Индийского и Атлантического океанов на базе, главным образом, результатов Международного проекта глубоководного бурения (Левитан, 2021). При этом основное внимание будет уделено проблемам отражения в составе и мощностях плейстоценового чехла особенностей тектоники и климата, изменявшихся в течение описываемого периода времени. К шельфам приурочено лишь относительно небольшое число скважин глубоководного бурения, что обусловлено, главным образом, проблемами безопасности бурового процесса. Подавляющее число скважин сосредоточено в районах континентальных склонов. Следует указать, что в данном докладе плейстоцен рассматривается в рамках «старой» шкалы (Gradstein et al., 2004), т.е. его подошва расположена на уровне примерно 1.8 млн лет.

В соответствии с положениями тектоники плит континентальные окраины делятся на активные, пассивные и трансформные. В свою очередь, наиболее часто активные окраины подразделяются на окраины андийского типа и островодужного типа. Рассмотрим последовательно плейстоценовые отложения на подводных частях этих типов окраин.

Окраины андийского типа окаймляются со стороны суши объединенным горным поясом Кордильер и Анд суммарной длиной порядка 17 тыс. км. При ширине от 750 до 1500 км его средняя высота превышает 4000 м, а наиболее высокие вершины достигают более 6000 м. Этот пояс является ареной горного оледенения и очень активен в плане неотектоники: местами скорости горообразования составляют 2 мм/год. Типичный разрез подводной окраины представлен узким (первые десятки км) шельфом; крутым континентальным склоном, опускающимся на абиссальные (или ультраабиссальные) глубины; обрезающими континентальный склон глубоководными желобами, а к северу от Калифорнии – зонами тектонических деформаций. Глубина дна глубоководных желобов заметно ундулирует по простиранию.

В плане вещественного состава плейстоценовых разрезов подводных континентальных окраин андийского типа можно выделить терригенные, терригенно-кремнистые и терригенно-карбонатные разновидности окраин. Терригенные разрезы представлены, в основном, формацией гемипелагических глин, вмещающей на шельфах местами марино-гляциальные и фэновые отложения (с терригенными турбидитами и диатомовыми глинами в последних, которые характерны преимущественно для неоплейстоцена шельфов Северной Америки к северу от Калифорнии). В целом терригенные разрезы типичны для областей развития умеренного климата на суше. Как правило, мощности отложений этого типа последовательно уменьшаются в пелагическом направлении от 500-1000 м до 75-100 м, варьируя по простиранию в зависимости, главным образом, от истории неотектонических движений и горных оледенений плейстоцена. Общая закономерность состоит в возрастании скоростей седиментации от эоплейстоцена к неоплейстоцену.

Терригенно-кремнистые разрезы сложены переслаиванием гемипелагических глин, алевритовых глин, алевритов, реже (на шельфах и в самой верхней части континентальных склонов) –

глауконитовых песков, местами – фосфоритов; диатомовых глин и диатомовых илов. Эти разрезы присущи районам развития апвеллингов по соседству с областями аридного климата суши. Интересно, что известный в современную эпоху Чилийский апвеллинг не существовал в плейстоцене. Нельзя не отметить, что в рассматриваемых разрезах мощности плейстоцена возрастают в пелагическом направлении (от 100 до 300 м) и скорости седиментации уменьшаются от эоплейстоцена к неоплейстоцену (в районе Перуанского апвеллинга). Эти явления связаны со спецификой истории развития апвеллинга в связи с палеоокеанологией Южного океана.

Терригенно-карбонатные разрезы плейстоцена присущи областям подводных континентальных окраин в тропиках. Они представлены переслаиванием терригенных гемипелагических глин, ракуши (на шельфах), кокколитово-фораминиферовых и фораминиферово-кокколитовых глин и илов, кокколитовых глин и илов. На самых больших глубинах (ниже поверхности глубины карбонатной компенсации) развито переслаивание гемипелагических и диатомовых глин. В терригенно-карбонатных разрезах относительно бóльшую роль, чем в других типах разрезов, играют прослои вулканических пеплов, что связано с наибольшей эксплозивной активностью плейстоценовых вулканов Центральной Америки. Как правило, мощности плейстоцена уменьшаются в пелагическом направлении от 250 до 100 м и скорости седиментации растут от эоплейстоцена к неоплейстоцену.

Важной (хоть и слабо распространенной) частью плейстоценовых отложений подводных окраин андийского типа являются аккреционные линзы, наиболее четко выраженные в районе Каскадии. Здесь плейстоценовая часть аккреционного комплекса представлена сильно уплотненными терригенными отложениями, вмещающими прослои и линзы газовых гидратов; подвергшимися интенсивным складчатым деформациям и разбитых разломами. На уровне 0.3 млн лет они с несогласием перекрыты маломощными горизонтально-слоистыми осадками. Поверхность комплекса сильно расчленена, а мощности плейстоцена очень изменчивы по площади.

Местами развитие глубоководных желобов прерывается, их дно сильно поднимается и здесь турбидные потоки с районов континентальных склонов не попадают в природные седиментационные ловушки, а прорываются в соседние глубоководные котловины (например, в районе 40° ю.ш.), формируя терригенные турбидиты.

Островодужные окраины чрезвычайно разнообразны. На поперечном профиле к ним относятся глубоководные желоба, преддуговые осадочные бассейны, сами дуги (островные, вулканические), задуговые осадочные бассейны (со своими морфоструктурными формами). В докладе будут показаны примеры островодужных окраин с различным плейстоценовым осадочным выполнением, находящиеся в отличающихся климатических условиях. В этом плане можно выделить окраины с терригенно-кремнистым, терригенно-карбонатным и карбонатным типами разреза. К первому из перечисленных типов относятся моря Берингово, Охотское, Японское и Скоша. Для них типичны марино-гляциальные осадки, гемипелагические глины, местами айсбергиты, терригенные турбидиты и дебриты, диатомовые глины и илы, вулканические пеплы. Характерно возрастание роли турбидитов в неоплейстоцене. В Японском море марино-гляциальные осадки присутствуют только в неоплейстоцене в связи с установлением более холодного климата. По массам доминируют терригенные отложения. Мощности максимальны (до нескольких сот метров) на шельфах, встречаются раздувы мощностей в отдельных депрессиях на континентальных склонах. Наименьшие мощности (до 18 м) свойственны морю Скоша. Характерно циркумконтинентальное распределение мощностей плейстоценовых осадков. Скорости седиментации везде возрастают от эоплейстоцена к неоплейстоцену. На островном склоне Японского моря развита аккреционная призма нижнего-среднего плейстоцена. Описанный тип разреза характерен для зон полярного и субарктического климата (палеоклимата).

Терригенно-карбонатные разрезы распространены в областях субтропического и тропического климата на тех окраинах, где местами могут конкурировать друг с другом потоки терригенного и биогенного карбонатного вещества. Типичен пример Андаманского моря, где фэн Иравади находится в окружении мергельных и сильно карбонатных илов. Следует отметить довольно заметное развитие прослоев вулканических пеплов, а местами и вулканических турбидитов.

Карбонатный тип разреза распространен очень широко в тропических и экваториально-тропических областях на западе Тихого океана и в Карибском море. Здесь на шельфах развиты отложения ракуши и кораллово-водорослевых рифов, а дно более глубоководных областей занято в основном планктоногенными илами и карбонатными глинами. Лишь местами, в зонах, расположенных ниже поверхности карбонатной компенсации, встречаются поля пелагических глин (например, в котловине Лау). В течение плейстоцена происходило углубление этой поверхности. Такое явление четко проявилось в Карибском море. Только в непосредственной близости от зон островодужного вулканизма встречены пачки и прослои вулканогенных турбидитов. В то же время вулканические пеплы пользуются намного более широким распространением. В целом мощности плейстоцена не очень велики (до 100-200 м). Типично небольшое возрастание скорости накопления карбонатных отложений в течение плейстоцена. На островном склоне Карибского моря расположена широко известная Барбадосская аккреционная призма, сложенная мергельными осадками повышенной мощности. В

целом нельзя не отметить распространение вулканических пеплов во всех типах островодужных окраин.

Как известно, активные окраины доминируют в Тихом океане, а пассивные – в других океанических бассейнах. На типичном профиле подводные части пассивных окраин состоят из шельфов, континентальных склонов и континентальных поднятий. Именно на этих типах континентальных окраин встречаются самые широкие шельфы, например, шельфы Северной Евразии, северной Австралии, северной части морей Китая. Современные шельфы являются результатом послеледникового подъема уровня Мирового океана. Лишь относительно небольшие сравнительно глубоководные участки шельфов Северной Евразии в плейстоцене были всегда заняты морем. Следует отметить переуглубленный под тяжестью ледникового щита Восточной Антарктиды ее шельф, а также наличие ледниковых фьордов с их специфическими терригенными осадками на побережьях Скандинавии, Северной Америки, Гренландии, на Новой Земле и т.д. Наклоненные к пелагиали континентальные склоны местами осложнены краевыми плато (Эксмут, Ермак, Моррис-Джессуп, Воринг, Блейк и т.д.). Относительно пологие континентальные поднятия, как правило, граничат с абиссальными равнинами глубоководных котловин. Ярким исключением из указанных закономерностей является котловинное море Мексиканского залива.

Специфика осадочного чехла плейстоцена на подводных частях пассивных континентальных окраин во многом связана с климатом прилегающей суши. В областях полярного и арктического климата на шельфах доминируют гляциальные (морские и континентальные) ледниковые и перигляциальные отложения, переслаивающиеся с межледниковыми осадками; часто встречаются участки дна с выходами более древних пород из-за ледниковой эрозии. На континентальных склонах развиты гляциотурбидиты, тела подводных оползней и отложений ледовых потоков, айсбергиты, гемипелагиты (в том числе диатомовые глины межледниковий в Южном океане); многочисленные каньоны прорезают их поверхность. Спецификой континентальных поднятий являются контуриты, их переслаивание с гравититами различного генезиса в сложных гравитито-контуритовых системах, отложения фэнов илистых потоков, гемипелагиты межледниковий. Мощности моренных отложений на шельфах (особенно континентальных) могут достигать 1000 м (например, на тихоокеанском шельфе Аляски. В целом мощности плейстоцена на окраинах описываемого типа весьма сильно колеблются. Как правило, скорости седиментации относительно возрастали во время оледенений и падали в эпохи межледниковий. В целом можно констатировать увеличение скорости седиментации марино-гляциальных отложений в течение плейстоцена.

На пассивных окраинах, прилегающих к зонам умеренного климата на суше, на шельфах широко распространены разнозернистые терригенные пески и крупные алевриты, на более глубоких участках дна развиты мелкоалевритовые илы и алевритово-пелитовые глины. В четвертичных разрезах переслаиваются морские (нередко слабокарбонатные) и континентальные (зачастую аллювиальные) терригенные отложения в соответствии с колебаниями уровня океана различного происхождения. На континентальных склонах доминируют гемипелагические глины. Встречаются также турбидиты, контуриты (особенно в Атлантическом океане), отложения подводных оползней. Нередка повышенная карбонатность отложений нижнего плейстоцена, а также осадков межледниковий в ледниково-межледниковых циклитах. Очень широко развиты подводные каньоны, которые нередко продолжают затопленные речные долины шельфов. На континентальных поднятиях широко распространены гемипелагические глины, турбидиты, контуриты различного состава, отложения сложных гравититово-контуритовых систем, небольшие фэны. Отдельно следует отметить районы крупных подводных дельт (на шельфах Евразии, Северной Америки, в меньшей степени – Африки), а также огромных фэнов (Ганга и Брахмапутры, Инда, Миссури-Миссисипи, Амазонки), которые зачастую выходят далеко за пределы континентальных поднятий. Эти фэны связаны либо с областями очень активных неотектонических движений (например, в Андах, Гималаях и Тибете), или с огромными зонами широкого распространения рыхлых ледниковых и перигляциальных отложений в Северной Америке. В этом случае важную роль играл механизм гляциоэвстатических колебаний Мирового океана. В огромных фэнах и крупных подводных дельтах мощности плейстоцена могут достигать (иногда и превышать) 1000 м. В целом отложения этого типа подводных пассивных окраин отличаются повышенной мощностью, а дифференциация мощностей по площади не столь велика, как в вышеописанных «ледниковых» окраинах. В целом действует уникальный закон возрастания средних скоростей седиментации в течение плейстоцена.

На подводных частях пассивных континентальных окраин, прилегающих к областям развития аридного климата на континентах, как правило, доминирует биогенное карбонатонакопление в виде скоплений ракуши и коралловых построек (реже – мшанковых биогермов, как на шельфе Юго-Западной Австралии) на шельфах и планктоногенных фораминиферово-кокколитовых и кокколитовых илов и глин на континентальных склонах и поднятиях. Примерами являются южные районы Мексиканского залива, окраина Северо-Западной Африки, Аравийского полуострова, Австралии. Представляет интерес присутствие терригенных (эоловых) карбонатов на внутреннем шельфе Аравийского полуострова и тонких прослоев кварцевых песков, являющихся следствием песчаных бурь в Аравии и

Австралии, среди карбонатных шельфовых толщ соответствующих континентальных окраин. Кроме того, следует отметить хемогенные карбонаты в Персидском заливе и на западном шельфе Австралии. Коралловые рифы континентальных окраин Австралии сформировались лишь в течение Среднеплейстоценового перехода в связи с наступлением похолодания климата. До того температура поверхностных вод была слишком высокой для их развития. Обращает на себя внимание также раннедиагенетическая доломитизация мшанковых биогермов на Юго-Западном шельфе Австралии. Плейстоценовые карбонатные толщи окраин Северо-Западной Африки и Аравийского полуострова формировались в условиях апвеллингов, что способствовало обогащению карбонатов органическим веществом. В отличие от них плейстоценовые осадки Бенгельского апвеллинга на окраине Юго-Западной Африки представлены на шельфе фораминиферовыми песками буллиминидового комплекса, глауконитовыми и шамозитовыми песками, конкрециями фосфоритов и диатомовыми илами. На континентальном склоне наблюдается переслаивание диатомовых глин и илов с карбонатными глинами и илами фораминиферово-кокколитового состава. Интенсивность седиментации в эоплейстоцене здесь, в отличие от ранее указанных районов этого типа континентальных окраин, была выше, чем в неоплейстоцене. В целом мощности плейстоценовых осадков на карбонатных пассивных окраинах небольшие и едва достигают 150-200 м. Однако в областях развития коралловых построек и мшанковых биогермов они могут превышать 400-500 м.

В целом для пассивных окраин в плейстоцене типично очень слабое развитие вулканических пеплов, что заметно отличает их от различных активных окраин.

Слабо распространенные континентальные окраины трансформного типа изучены плохо. Узкий северный шельф Гвинейского залива обрезан субширотным мощным почти вертикальным трансконтинентальным разломом, к югу от которого океаническое дно расположено на глубине нескольких километров, фактически уже за пределами континентальной окраины. На шельфе Того развиты карбонатные пески, состоящие из обломков раковин гастропод и бивальвий.

Таким образом, плейстоценовый седиментогенез на подводных частях континентальных окраин обусловлен как геодинамическими механизмами, так и широким набором климатических и океанологических причин. Важную роль играла плейстоценовая эволюция неотектонических движений; континентальных, горных и морских оледенений; речного стока; вулканизма; история климата; изменения атмосферной и океанической циркуляции; эволюция палеопродуктивности и глубины карбонатной компенсации; колебания уровня Мирового океана.

Источником финансирования явилось Госзадание Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН.

Литература

Конюхов, А. И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану / М. : Недра, 1987. – 222 с.

Левитан, М. А. Плейстоценовые отложения Мирового океана / М. : РАН, 2021. – 408 с.

Мурдмаа, И. О. Фации океанов / М. : Наука, 1987. – 304 с.

Павлидис, Ю. А. Шельф Мирового океана в позднечетвертичное время / М.: Наука, 1992. – 271 с.

Щербаков, Ф. А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене / М.: Наука, 1983. – 216 с.

Burk, C. A., Drake, C. L. The geology of continental margins / Berlin: Springer, 1974. – 1009 p.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G. A Geologic Time Scale 2004 / Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 599 p.

Pleistocene sedimentation at the underwater parts of continental margins

Levitan M.A.

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, 19 Kosygina st., 119991 Moscow, m-levitan@mail.ru

According to geodynamic reasons all continental margins can be divided for active (Andian and island-arc types), passive and transform ones. We described Pleistocene sedimentation at the underwater parts of these continental margins. For them we revealed main types of Pleistocene cross-sections based on lithology, structure and thicknesses. Mainly terrigenous, terrigenous-siliceous, terrigenous-carbonate and carbonate types of cross-sections have been characterized. In general passive margins have a typical unsignificant distribution of volcanic ashes and, such way, differ from the active margins. Pleistocene sedimentation at the underwater parts of continental margins is due to geodynamic mechanisms and to broad variety of climatic and oceanographic reasons as well.

Keywords. pleistocene, continental margins

УДК 550.4:552.5

Петрохимия и минерагения осадочных пород в архее –палеопротерозое Сибирского и Фенноскандинавского кратонов, Памира, складчатых поясах их обрамления

Левицкий В.И.[1], Резницкий Л.З.[2], Левицкий И.В.[1]

1 - Институт геохимии СО РАН, Россия, 664033, г. Иркутск, Фаворского, 1а, 1, vlevit@igc.irk.ru
2 - Институт земной коры СО РАН, Россия, 664033г. Иркутск, Лермонтова, 134, 2.
3- Институт геохимии СО РАН, Россия, 664033, г. Иркутск, Фаворского, 1а, 1, ilevit@igc.irk.ru

Проведены палеореконструкции (Неелов, 1988) протолитов метаосадочных пород по параметрам – a и b. Величина a (глиноземистый модуль) – отражает два ведущих механизма дифференциации в осадочном процессе, b – общую меланократовость пород. Эти и другие характеристики (s, m, f, t, n, k) позволили выявить петрохимическую специфику осадочных пород, изохимичность, которых сохраняется при проявлении регионального метаморфизма при отсутствии ультраметаморфических преобразований (гранитизации). В Сибирском кратоне обозначены протолиты метаосадочных пород в Онотском и Урикско-Ийском зеленокаменных поясах, китойском и шарыжалгайском гранулитовых комплексах; в Фенноскандинавском щите – беломорском, кольском, лапландском комплексах, Северо-Печенгской структуре, Свекофенском поясе. Фанерозойские метаморфические комплексы приурочены к подвижным складчатым поясам обрамления Сибирского кратона. В Прибайкалье это ольхонский, слюдянский, святоносский комплексы; в Восточных Саянах – боксонская свита. Для метаосадочных пород Бадахшанского массива Юго-Западного Памира и по его периферии – музкольском комплексе Восточного Памира установлены их метаосадочные протолиты. Параметры a и b для метаосадочных пород различных структур позволили обосновать их природу, охарактеризовать метаосадки и выявить специфику литогенеза и минерагении в докембрии-фанерозое. Древнейшие метаосадочные породы в структурах Фенноскандинавского и Сибирского кратонов по параметрам a и b формировались за счет палеоархейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций и метабазальтов. В складчатом обрамлении Сибирского кратона метаосадки наследуют их петрохимические характеристики. Метаосадочные породы комплекса Памира по сравнению с другими регионами имеют низкие значения параметра b, что обусловлено составом их источников.

Ключевые слова: метаосадки докембрий фанерозой

Метаосадочные породы отмечаются: в раннедокембрийских комплексах Сибирского кратона Присаянского краевого выступа Урикско-Ийском и Онотском зеленокаменных поясах (ОЗП), китойском и шарыжалгайском гранулито-гнейсововых комплексах; в восточной части Фенноскандинавского щита в беломорском, кольском, лапландском комплексах; Северо-Печенгской структуре Имандра-Варзугского и Свекофенского (Саво-Ладожского) поясов. В Карелии известны неметаморфизованные осадочные породы в ингольской, няльмозерской, чалкинской структурах. Возраст осадочных пород в Фенноскандинавском и Сибирском кратонах – мезоархей–палеопротерозой (2,9-1,8 млрд лет). Обоим кратонам присущи полихронные структуры, в которых отмечаются разные модельные и U-Pb возраста. В шарыжалгайском комплексе присутствуют возрастные группы метаморфических пород гранулитовой фации – неоархейские (2,562–2,557 млрд лет) с палео-, мезоархейскими протолитами и палеопротерозойские (1,87–1,85 млрд лет) с протолитами только палеопротерозоя. В ОЗП известны доломиты и магнезиты неархейского возраста. С раннего палеопротерозоя (2,4 млрд лет) в комплексах обоих регионов в обилии появляются карбонатные породы и кальцифиры.

Фанерозойские метаморфические комплексы приурочены к подвижным складчатым поясам обрамления Сибирского кратона. В Прибайкалье это – слюдянский, ольхонский, святоносский (баргузинский) комплексы; в Восточных Саянах – боксонская свита. Они являются фрагментами островодужных систем по периферии Сибирского кратона. Накопление осадков происходило большей частью в окраинных морях (задуговых, отчасти междуговых бассейнах). В них существенную роль играли карбонатные и карбонатно-силикатные осадки. В фанерозойских метаморфических комплексах источники вещества – палео-, мезо- неопротерозойские. Модельные возраста протолитов (Sm-Nd метод) – мезо-, неопротерозойский (800–1000 млн лет), метаморфизм – раннекаледонский (450 –510 млн лет) гранулитовой – зеленосланцевой фации (Левицкий и др., 2019).

Для проведения палеореконструкций по установлению состава протолитов (2200 проб силикатных пород) были использованы величины a и b (Неелов, 1989). Они отражают главные

параметры осадочных пород: соотношение Si и Al – кремниевый (глиноземистый) модуль (a=Si/Al атомные количества), фиксируя два ведущих механизма дифференциации в осадочном процессе; общую меланократовость пород, количество и соотношение Fe, Mn, Mg, Ca – b (атомные количества). Эти, и другие параметры (s, m, f, n, k) позволяют надежно проводить палеореконструкции первичной природы осадков (Неелов, 1988). По вышеуказанным параметрам исключалась возможность попадания в выборки метамагматических пород. Метаосадочные породы, по сравнению с ними характеризуются другими значениями и соотношениями величин a, b, s, m, f, t, n, k (Неелов, 1988)

В Сибирском кратоне широко представлены мономиктовые и олигомиктовые псаммитолиты. Это мономинеральные и полиминеральные железистые и силлиманитовые кварциты, иногда промышленные (рис. 1, выб. I-II). Большее распространение здесь имеют полимиктовые псаммитолиты – аркозы, субаркозы, полимиктовые и граувакковые песчаники, туффиты среднего и основного составов (рис. 1, выб. III). Наибольшее развитие во всех комплексах имеют олигомиктовые и полимиктовые алевролиты – алевропелитовые и пелитовые аргиллиты, граувакковые алевролиты, пелиты – туффиты основного состава, карбонатные и железистые алевролиты (рис. 1, выб. IV-VI). Только в китойском комплексе распространены пирофиллитовые, иллитовые и гидрослюдистые субсиаллиты (рис. 1, VII). В нем же присутствуют сиалиты и латериты (рис. 1, выб VIII-IX). Почти все структуры Сибирского кратона содержат промышленные залежи железных руд, а китойский комплекс еще и силлиманитовых. Для черемшанской свиты, в которой отмечаются неоархейские модельные возраста, характерно колчеданное оруденение. В магнезитовых мраморах ОЗП пояса находится крупнейшее в России месторождение маложелезистого талька, в доломитовых – офиокальцита.

Осадочные породы в подвижных поясах обрамления Сибирского кратона, представлены породами гранулитовой (слюдянский, ольхонский комплексы), амфиболитовой (барбитайской, святоносской свит) и зеленосланцевой (боксонской свиты) фаций. В них доминируют полимиктовые псаммитолиты (рис. 2, выб. III), алевролиты (рис. 2, выб. IV), алевропилитовые аргиллиты (рис. 2, выб. V). Наблюдается широкий спектр пород среди которых туффиты, аркозы, субаркозы, граувакковые песчаники, олигомиктовые, полимиктовые, грауваковые алевролиты, алевропелитовые и пелитовые аргиллиты, маложелезистые кварц-диопсидовые сланцы и гнейсы (рис. 2, выб. IV-VI). Присутствуют мономиктовые и олигомиктовые псаммитолиты – аркозы и субаркозы; песчаники; карбонатистые, низко- и умеренножелезистые кварциты; слабо-карбонатные и железистые сланцы и гнейсы (рис. 2, выб. I). Реже отмечаются субсиаллиты (рисунок 2, выб. VII). С метаосадочными породами подвижных поясов связаны многочисленные месторождения мраморов (цементного сырья и декоративных), а также флогопита, лазурита, апатита (карбонат-диопсидового типа), графита.

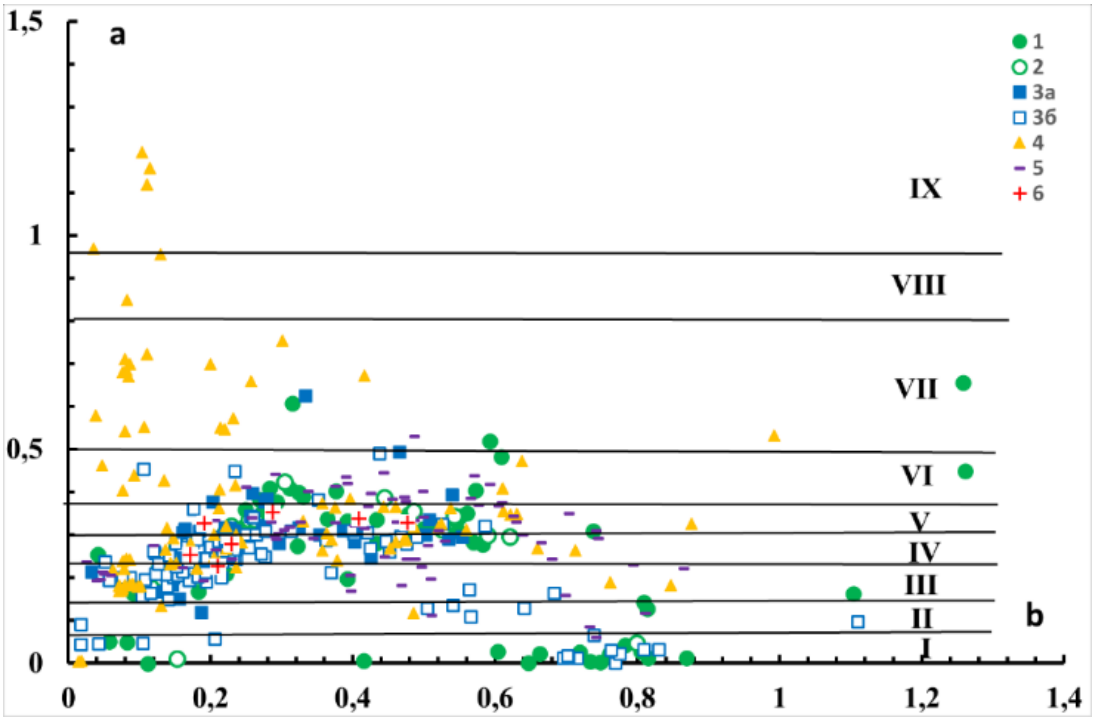


Рис. 1. Петрохимические характеристики a, b (Неелов, 1989) метаосадочных пород в раннедокембрийских метаморфических структурах Сибирского кратона

1-2 – зеленокаменные пояса Онотский (1) и Урикско-Ийский (2); 3 –4 – гранулитовые - шарыжалгайский комплекс с доминированием неоархейских (а) и палеопротерозойских датировок (б) и китойский (4) комплекс; 5 – черемшанская свита; 6 – породы Урикско-Ийского грабена. На этом и следующих

рисунках: I – мономиктовые псаммитолиты, II – олигомиктовые псаммитолиты, III – полимиктовые псаммитолиты, IV – алевролиты, V – алевропилитовые аргиллиты, VI – пелитовые аргиллиты, VII – субсиалиты, VIII – сиалиты, IX – латериты.

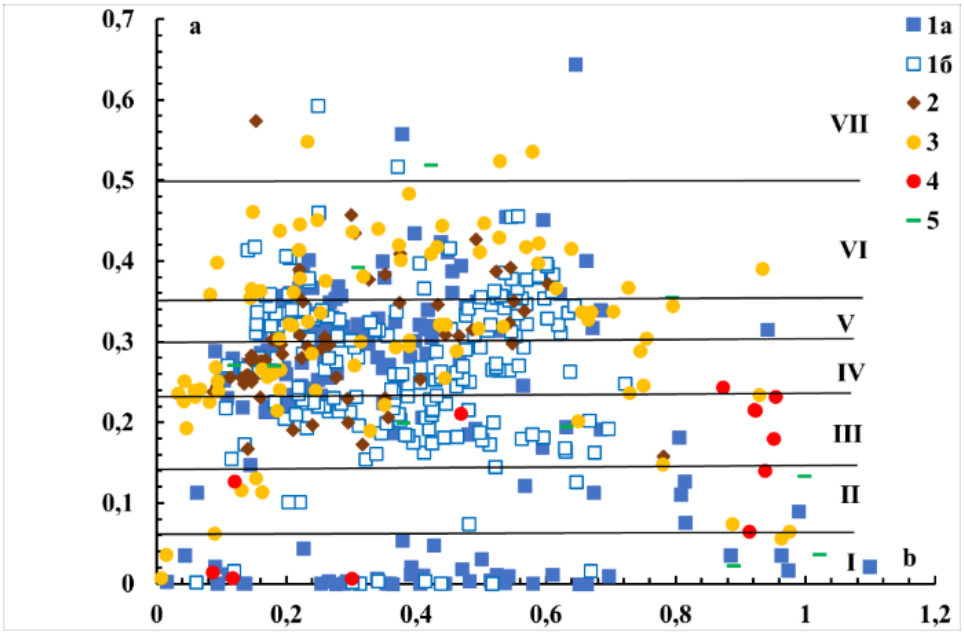


Рис. 2. Петрохимические характеристики a, b (Неелов, 1989) метаосадочных пород в фанерозойских складчатых поясах обрамления Сибирского кратона

1а -1б – слюдянская (1а) и хангарульская (1б) свиты слюдянского комплекса, 2 – ольхонский комплекс; 3 – алхадырская (барбитайская), 4 – боксонская, 5 – святоносская свиты

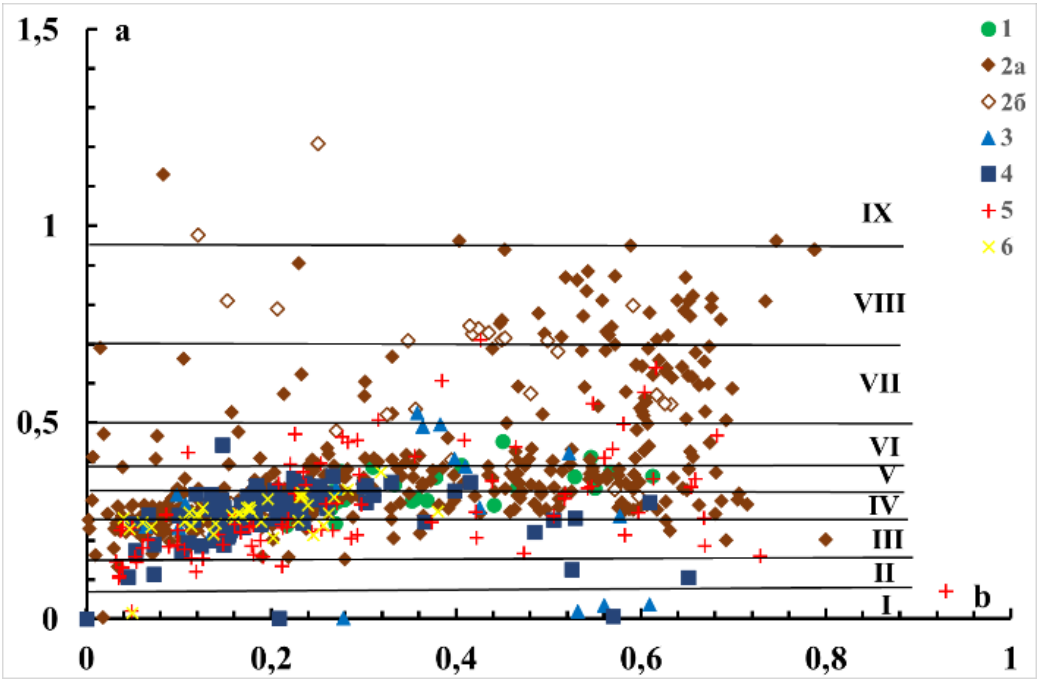


Рис. 3. Петрохимические характеристики a, b (Неелов, 1989) метаосадочных пород в метаморфических комплексах Фенноскандинавского кратона

1а – неметаморфизованные осадочные породы ингольской, няльмозерской, чалкинской структур; 2а – метаосадочные породы в структурах беломорского комплекса; 2б – метаосадочные породы хетоламбинского покрова; 3 – Северо-Печенгская структура; 4 – кольский комплекс; 5 – лапландский комплекс; 6 – свекофенский пояс.

В осадочных породах Фенноскандинавского щита редко встречаются олигомиктовые и полимиктовые псаммитолиты (рис. 3, выб. I-II). Как и в Сибирском кратоне широко представлены полимиктовые псаммитолиты (ультрасилициты, олигомиктовые песчаники, кислые туффиты, субсилициты, аркозы, граувакковые песчаники); алевролиты (олигомиктовые и полимиктовые алевролиты, граувакки, граувакковые алевролиты); алевропилитовые и пелитовые аргиллиты (мергели) (рис. 3, выб III-VI). Составы неметаморфизованных осадков Фенноскандинавского кратона находятся на диаграмме в полях доминирующих метаосадков (рис. 3, точка 1а, выб. III-VI). В нем, по сравнению с Сибирским кратоном (рис. 1) более существенной является роль дифференцированных осадочных пород – субсиалитов (пилитовые, иллитовые, гидрослюдистые, высокожелезистые гнейсы), сиалитов, латеритов (рис. 3, выб. VII, VIII, IX). В обоих регионах присутствуют железорудные месторождения, но крупнейшие отмечаются только на Северо-Западе России.

В палеопротерозойских метаосадках Бадахшанского массива Юго-Западного Памира мономиктовые и олигомиктовые псаммитолиты редки (рис. 4, выб. I-II). Здесь распространены полимиктовые псаммитолиты (кислые туффиты, субсилициты, аркозы, субаркозы, полимиктовые песчаники) (рис. 4, выб. I-V). Отсутствуют пелитовые аргиллиты, субсиаллиты и сиаллиты (рис. 4, выб. VI-IX). В альпийском музкольском комплексе Восточного Памира мономиктовые, олигомиктовые и полимиктовые псаммитолиты, субсиаллиты редко встречаются (рис. 4, выб. I-III, VII). Распространены алевролиты, алевропилитовые и пелитовые аргиллиты, сиаллиты, латериты (рис. 4, выб. IV-VI, VIII, IX). Спецификой метаосадков Памира являются малые величины b, обусловленные низкими содержаниями железа. Для альпийских метаосадочных пород региона характерна более высокая железистость (b до 1,2), чем для докембрийских (рис. 4). В ваханском и музкольском комплексах к метаосадочным породам приурочены месторождения рубина, шпинели, лазурита, талька.

В структурах Сибирского и Фенноскандинавского кратонов (рис. 1, 3, выб. III-VI) наиболее широким распространением пользуются пелитовые псаммитолиты, алевролиты, алевропилитовые и пелитовые аргиллиты, аркозы, субаркозы, песчаники, граувакковые песчаники и алевролиты. Они образовались за счет древнейших ТТГА (3,2-3,4 млрд лет), основных, ультраосновных пород и в большей степени распространены в Фенноскандинавском кратоне, чем в Сибирском. Судя по параметрам a и b, протолиты метаосадков в породах складчатого обрамления, также наследуют основные петрохимические характеристики пород ОЗП и шарыжалгайского комплекса Сибирского кратона (рис. 1-2, выб. III-VI). В отличие от комплексов Сибирского и Фенноскандинавского кратонов ваханский и музкольский комплекс Памира, характеризуется слабым развитием пород с высокими значениями b (рис. 1-4). Их источниками могли быть только ТТГА, так как они обеднены железом.

От раннего докембрия до фанерозоя (альпийского периода) отмечается увеличение доли карбонатных пород – до 50%. В архейских комплексах Фенноскандинавского щита они практически отсутствуют, но присутствуют в онотском и китойском комплексах Сибирского кратона. С рубежа 2,4 млрд лет формируются крупные морские бассейны и, соответственно, широкий спектр осадочных пород в них (Левицкий и др., 2019). В целом, от архея к кайнозою фиксируется смена состава метаосадочных пород от псаммитолитов до сиалитов и латеритов, а также увеличение роли карбонатных пород.

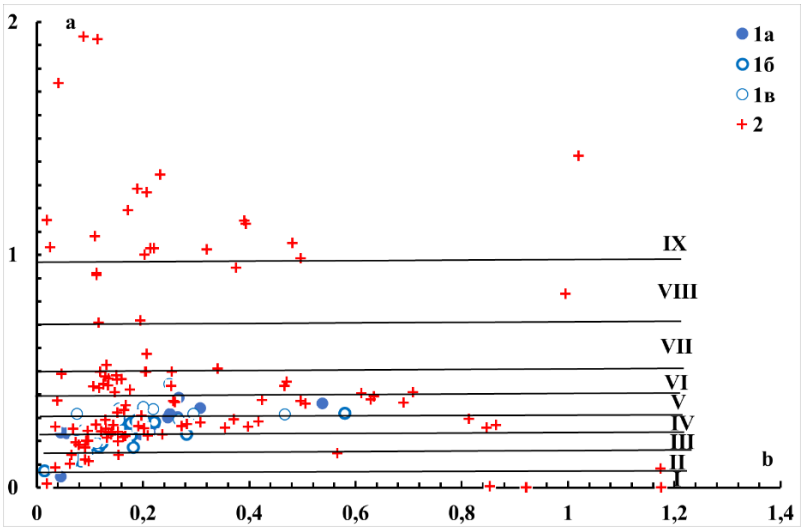


Рис. 4. Петрохимические характеристики величин a, b (Неелов, 1989) метаосадочных пород Памира

1а -1в – ваханский комплекс докембрия – шахдаринская (1а), горанская(1б) серии, хорогский «ортокомплекс» (1в) Юго-Западного Памира; 2 - музкольский комплекс Восточного Памира.

Работа выполнена в рамках осуществления государственного задания по Проекту IX.129.1.3. (№0350-2016-0029).

Литература

Левицкий В. И. Геохимия карбонатных пород в раннедокембрийских и фанерозойских метаморфических комплексах Восточной Сибири, Северо-запада России, Памира / В.И. Левицкий, Л.З. Резницкий, И.В. Левицкий // Геохимия. – 2019. - Т 64, № 4. – С. 409-426.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. / А.Н. Неелов. – Л.: Наука, 1980. – 100 с

Petrochemistry and mineralogy of sedimentary rocks in the Archean-Paleoproterozoic of the Siberian and Fennoscandinavian cratons, the Pamirs, and the fold belts of their framing

Levitsky V.I.[1], Reznitsky L.Z.[2], Levitsky I.V.[1]

1 - Institute of Geochemistry SB RAS, Russia, 664033, Irkutsk, Favorskogo, 1a, 1, vlevit@igc.irk.ru
2 - Institute of Earth Crust SB RAS, Russia, 664033, Irkutsk, Lermontova, 134.
3- Institute of Geochemistry SB RAS, Russia, 664033, Irkutsk, Favorsky, 1a, 1, ilevit@igc.irk.ru

Paleoreconstructions (Neelov, 1988) of protoliths of meta-sedimentary rocks by parameters a and b were carried out. The value of a (alumina module) reflects the two leading mechanisms of differentiation in the sedimentary process, b - the general melanocratic nature of rocks. These and other characteristics (s, m, f, t, n, k) allowed us to reveal the petrochemical specificity of sedimentary rocks, the isochemicality of which is preserved in the presence of regional metamorphism in the absence of ultrametamorphic transformations (granitization). In the Siberian Craton, the protoliths of metasedimentary rocks are identified in the Onotsky and Uriksko-lisk greenstone belts, the Kitoysky and Sharyzhalgai granulite complexes; in the Fennoscandinavian Shield - the White Sea, Kola, and Lapland complexes, the North Pechenga structure, and the Svekofen belt. Phanerozoic metamorphic complexes are confined to the mobile fold belts of the Siberian craton frame. In the Baikal region, these are the Olkhonsky, Slyudyanka, and Svyatonossky complexes; in the Eastern Sayan Mountains, the Bokson Formation. For metasedimentary rocks of the Badakhshan massif of the Southwestern Pamir and on its periphery - the Muzkol complex of the Eastern Pamir, their metasedimentary protoliths have been established. Parameters a and b for metasedimentary rocks of different structures allowed to substantiate their nature, characterize metasediments and reveal the specificity of lithogenesis and mineralogeny in the Precambrian-Phanerozoic. The oldest metasedimentary rocks in the structures of the Fennoscandinavian and Siberian cratons were formed by Paleoarchaean tonalite-trondhjemite-granodiorite associations and metabasalts according to a and b parameters. In the folded frame of the Siberian craton, metasediments inherit their petrochemical characteristics. Metasedimentary rocks of the Pamir complex have low values of the b parameter compared to other regions, which is due to the composition of their sources.

Keywords meta-sediments Precambrian Phanerozoic

УДК 551.24
Атоллы Палеотуркестанского океана: строение и механизм формирования

Леонов М.Г.

Геологический институт РАН, Россия, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., дом 7, mgleonov@yandex.ru

Коралловые острова и атоллы широко распространены в пределах современных морей и океанов. Только в Тихом океане зафиксировано более 500 атоллов. Изучение этих геологических образований интересно во многих аспектах: биологическом (жизнь и эволюция рифообразующих организмов); литоформационном (режим движений морского дна и его отражение в осадочном процессе); петро-геохимическом (преобразование вещества); минерагеническом (как вместилища УВ).

Ключевые слова: атолл, палеоокеан, Тянь-Шань

Изучение атоллов и гайотов было начато Ч.Дарвиным, и к настоящему времени установлены основные закономерности строения и развития этих морфоструктур: горы имеют вулканическое

происхождение; фундамент атоллов и коралловых островов слагают породы базальтового ряда; форма основания атоллов имеет очертания двояковыпуклой линзы; формирование биогенной постройки обусловлено длительным опусканием кровли вулканического основания, зафиксированное накоплением мощных (до 1,5 км) толщ известняков и доломитов. Важнейшим вопросом геологии атоллов является в*опрос о механизме длительного (до 80–100 млн. лет) перманентного опускания вулканической постройки.* Один из вариантов решения проблемы кажется предпочтительнее, так как избавлен от внутренних противоречий, свойственных иным моделям. Совокупность данных бурения, драгирования, геофизики и математического моделирования показывает, что опускание (проседание) вулканической постройки вместе с растущим рифовым навершием может быть обусловлено латеральным тектоническим расползанием горных масс в условиях гравитационной неустойчивости (библ. в: [Леонов, 1988]).

Изучение палеорифовых построек в пределах Тянь-Шаня (Ганза-Чимтаргинский и Сугутский массивы) дало дополнительные аргументы в пользу данного варианта. Для изученных объектов характерны:

(а) изометричная синформная структура зоны, дискордантная по отношению к линейному структурному плану Тянь-Шаня;

(б) трехчленный разрез: в основании – кремнисто-терригенные отложения ($R?–Pz_i$) открытого морского бассейна, выше – основные базальтоиды нормального и субщелочного ряда ($O_s–S_{l\text{-}w}$), расслоенные кремнистыми и терригенными отложениями; венчают разрез биогенные известняки и доломиты (до 1500 м) ($S_{ld}–D_{1\text{-}2?}$);

(в) пространственная ассоциация разнородных породных комплексов: мантийных гипербазитов, островодужных базальтов, глубоководных кремнисто-терригенных отложений, мелководных рифогенных известняков и доломитов, а также толщ зеленых и глаукофановых сланцев, сформированных по базальтам и кремнисто-терригенным породам нижних горизонтов разреза;

г) сложная структура краевых зон сооружения, образованная многократным чередованием пологих тектонических чешуй, надвигов и покровов, и простая синклинальная форма центральной части без значительных тектонических нарушений;

д) формирование структуры в условиях вертикального стресса, о чем свидетельствуют: сланцеватость и будинаж, субпараллельные напластованию, поверхностям шарьяжей и покровов и сланцеватости метаморфических пород; замеры величин деформации, которые указывают на субвертикальную ориентировку напряжений сжатия и субгоризонтальную – растяжения; е) неравномерное по вертикали и латерали проявление метаморфизма и сланцеватости.

Анализ материала по современным гайотам и атоллам совокупно с данными полевых исследований, позволяют предложить модель строения и геодинамической эволюции этой категории подводных гор (рисунок 1).

На ранних этапах на коре океанического типа происходит рост вулканической постройки, о чем свидетельствует петрохимический состав вулканитов и присутствие тектонических отторженцев ультрабазитов и габброидов. На границе раннего и позднего силура вулканизм затихает и начинается формирование отдельных биогермных и рифовых построек. Начинается этап длительного (60–80 млн. лет) опускания кровли вулканической постройки, которое привело к накоплению более чем 2-х километровой толщи преимущественно рифогенных известняков и доломитов и ассоциирующих с ними карбонатных брекчий и турбидитов. Как показывает изучение внутренней структуры массивов и взаимоотношений с окружающими образованиями, опускание связано с процессом пластического течения горных масс в условиях гравитационной неустойчивости, которое сопровождается (и инициируется) метаморфизмом и рассланцеванием пород вулканического основания.

Происходит латеральное «растекание» горных пород. Базальты подвергаются вначале зеленокаменным изменениям без развития сланцеватости. При достижении критической массы, в нижней части вулканического основания, находящегося в условиях соответствующих давлений и температур, под действием вертикального стресса, вызванного совокупным действием веса горного сооружения и архимедовой силы, проявляется не только вещественное, но и структурное преобразование пород, и формируются объемы зеленых сланцев.

Существование P/T-условий, необходимых и достаточных для проявления метаморфизма зеленосланцевой фации на глубинах примерно в 4–6 км, подтверждается данными по распространению этих пород в зонах современных срединно-океанических хребтов и разломов океанического дна. Метаморфизм, сопровождаемый перекристаллизацией, облегчает процесс формирования сланцеватой структуры, а тектоника способствует более интенсивному протеканию метаморфизма. Основание вулканической постройки расползается, а поскольку метаморфизм и рассланцевание проявляются в породах разного состава и строения неодинаково, то происходит расслоение массива с формированием тектонических чешуй, покровов, зон тектонических брекчий и милонитов. На поверхность морского дна выводятся чешуи и блоки ультрабазитов и габброидов, формируется офиолитовый меланж. Претерпевают структурно-вещественную трансформацию и осадочные породы океанского дна.

Расползание вулканической постройки приводит к опусканию его кровли и наращиванию рифовой надстройки. При этом известняки нижних горизонтов под действием веса вышележащих «перетекают» в более глубокие части бассейна и там перекрываются глубоководными осадками, что подтверждается их внутренней структурой, в которой запечатлены следы пластического течения, и взаимоотношениями с окружающими породами. В частности, карбонатный (преимущественно рифовый) разрез наращивается только в центре постройки; по латерали мелководные биогермные и рифовые отложения фациально замещаются карбонатными брекчиями, карбонатными турбидитами и глубоководными кремнистыми и кремнисто-карбонатными отложениями.

Постепенно, в результате горизонтального перераспределения масс и общего опускания, на уровень проявления зеленосланцевого метаморфизма приходят новые порции пород, которые, в свою очередь, подвергаются метаморфизму, рассланцеванию и горизонтальному перераспределению. Происходит медленное и длительное (до 80–100 млн. лет) опускание кровли вулканической постройки и наращивание биогенного сооружения. Таков в первом приближении может быть процесс формирования атоллов как современных, так и палеоокеанов.

Эволюция палеоокеанических гор, также как и современных атоллов и гайотов идет на фоне латеральной миграции океанической литосферы (рисунок 2).

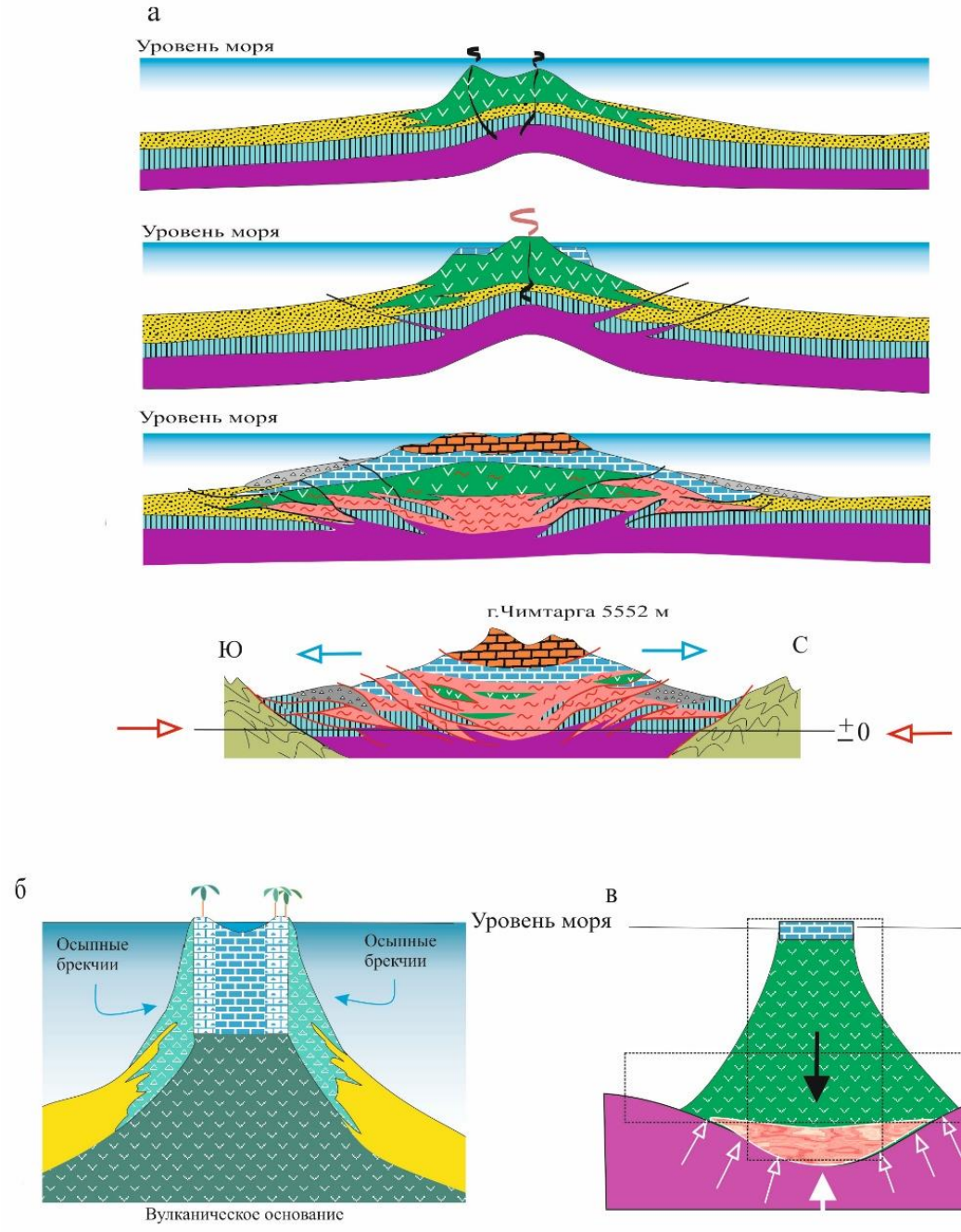


Рис. 1. Модель развития внутрибассейновых вулканических гор и атоллов

а – Палеотектоническая эволюция атоллов Туркестанского палеоокеана (на примере Ганза-

Чимтаргинского массива): 1 – ультрабазиты; 2 – габбро-базальтовый слои (2-й и 3-й слои океанической коры, объединенные); 3 – базальты вулканической постройки; 4 – метаморфизованные и рассланцованные вулканиты и осадочные породы; 5 – силурийские известняки и доломиты (с телами органогенных построек); 6 – девонские известняки (с телами органогенных построек); 7 – терригенные и кремнисто-карбонатные отложения прогибов; 8 – карбонатные брекчии; 9 – складчатые комплексы обрамления; 10 – разломы.

б – Схематический профиль типичного кораллового рифа (по Р. Фербриджу, с изменениями).

в – Схема взаимодействия *веса* вулканической постройки (с рифовой «мансардой») и *выталкивающей архимедовой силы*, приводящее к деформации пород основания, пластическому растеканию горных масс и проседанию горного массива (составлена с использованием представлений М.С.Красса). 1 – породы океанического ложа; 2 – основные вулканиты; 3 – доломитизированные лагунные отложения; 4 - коралловый риф; 5 – рифовая брекчия; 6 – отложения обрамляющих прогибов; 7 – область концентрации наибольших сжимающих напряжений, деформации и метаморфизма; P – направление действия веса горных масс; F – направление действия выталкивающей архимедовой сил.

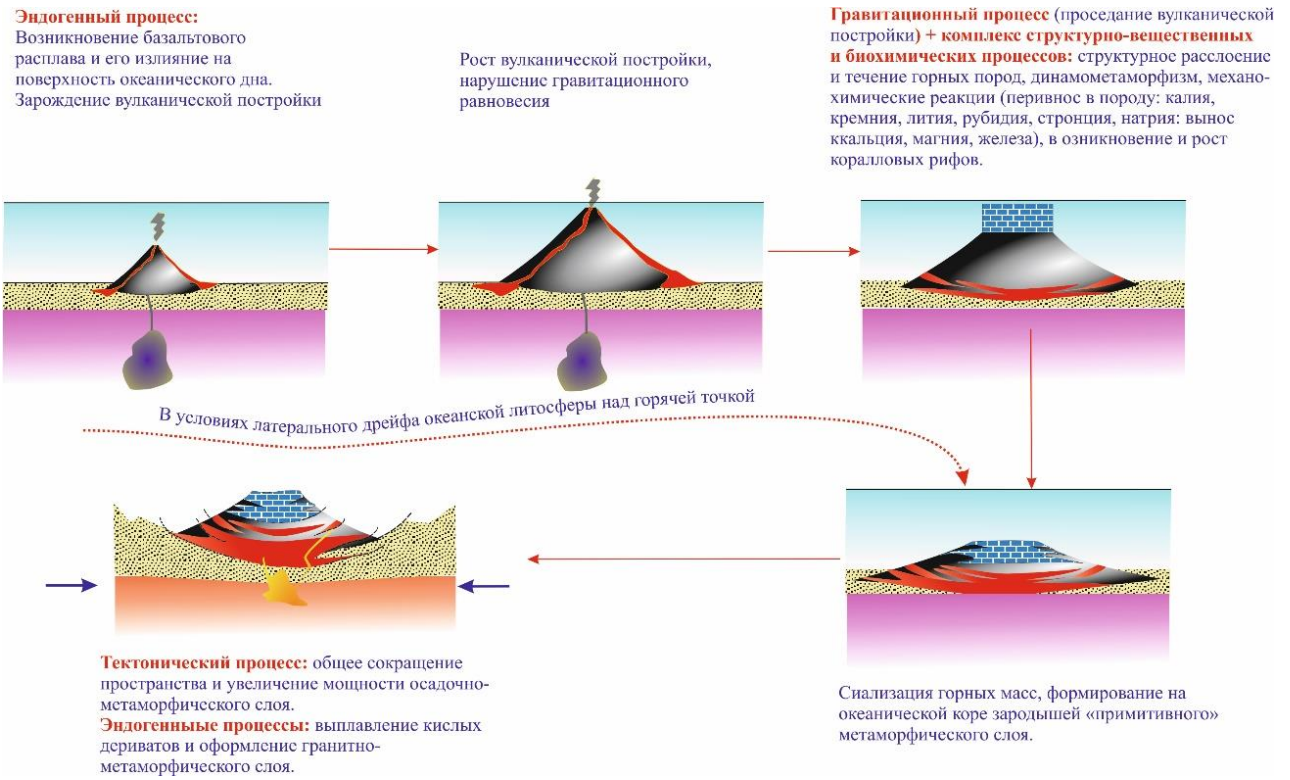


Рис. 2. Геодинамическая эволюция подводных вулканических гор в современных и в палеоокеанах.

В ходе тектонической эволюции, в период общего горизонтального сжатия и сокращения пространства, эти структурно обособленные тела были выжаты в верхние горизонты земной коры, где они, благодаря счастливому стечению обстоятельств, стали доступны для непосредственного наблюдения и изучения.

Работа выполнена по теме ФГБУН FMMG-2023–00070 Геологического института РАН.

Atolls of the Paleoturkestan ocean

M.G. Leonov

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, 7 Pyzhevsky per., Moscow, 119017, Russia. mgleonov@yandex.ru

Coral islands and atolls are widespread within the modern seas and oceans. Suffice it to say that more than 500 atolls have been recorded in the Pacific Ocean alone. The study of these geological formations is interesting in many aspects: biological (life and evolution of reef-building organisms);

lithoformation (the mode of movements of the seabed and its reflection in the sedimentary process); petro-geochemical (transformation of matter); mineragenic (as receptacles of hydrocarbons).

Keywords: atoll, ocean, Tien Shan

УДК 551.263.23.[1-924.51+1-925.26]

Строение и тектоническое положение флиша южно-гиссарской зоны (Тянь-Шань) и Внутренних Карпат

Леонов М. Г.

Геологический институт РАН, Россия, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., дом 7. mgleonov@yandex.ru/

Сравнительный анализ сходных, но различных по времени и месту образования, геологических объектов – верхнекаменноугольного флиша Ханакинской синклинали (Тянь-Шань) и верхнеэоценового флиша синклинали Подгале (Карпаты) – позволили установить региональные характеристики геологического развития упомянутых флишевых комплексов, а также выявить общие межрегиональные особенности геологической эволюции герцинского и альпийского подвижных поясов.

Ключевые слова: Карпаты, Тянь-Шань, флиш

Флиш – геологическое образование, издавна привлекающее 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 корытобразные 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) (Ксёншкевич и др., 1968; Gołąba, 1952), 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 «мубаркский флиш» известна толща терригенных пород среднего–верхнего карбона, которая выделена как мубаракская свита (Горецкая, 1961; Черенков, 1973; Шадчинев, 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 синклинальная структура при этом фиксируется лишь по подошве мубаркской 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; Шадчинев, Бахтдавлатов, 2008). Нижняя часть (270 м) охарактеризована ископаемой фауной, характерной для верхней части московского яруса 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.jernovensis Lich., Linoproductus simensis Tschern., Dictyoclostus donetzianus Lich., Muirwoodia pseudoarticsis Stuck.; фораминиферы: Pseudofusulina sp., Triticites sp. и др.) отнесена к верхнему карбону (Шадчинев, Бахтдавлатов, 2008).

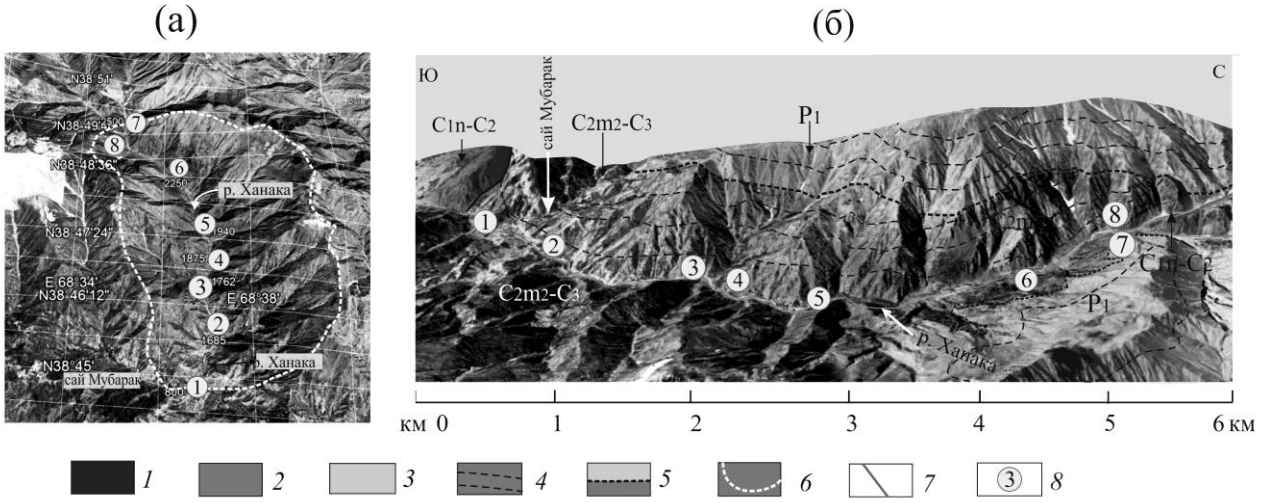


Рис. 1. Ханакинская синклиналь (Южный Гиссар) и расположение изученных разрезов

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

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. millecaput* Boub., *N. brongniarti* d'Arch. et Heime, *N. fabianii* Prever. которые свидетельствуют о верхнелютетском- приабаоновом 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.

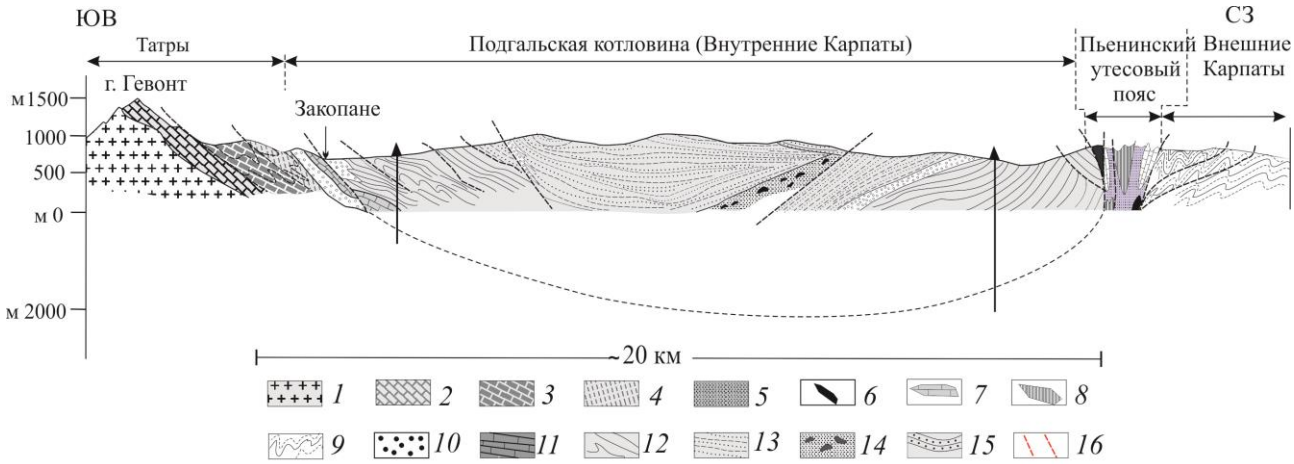


Рис. 2. Структурно-геологический профиль через Подгальскую котловину (Внутренние Карпаты). Составлен по данным (Ксёншкевич и др., 1968; Леонов, 2014; Gołąba, 1952; Książkiewicz, 1972).

1–4 – Татранский массив: 1–2 – автохтон: 1 – граниты, 2 – Верховая серия, 3–4 аллохтон 3 – Верховая серия (T–J) , 4 – Регловая серия (T–K2); 5–8 – Пьенинский утесовый пояс: 5 – терригенный флиш, 6 – отторженцы меловых пород, 7 – отторженцы юрских пород; 8 – отторженцы триасовых пород; 9 – флиш Внешних Карпат; 10–15 – подгальский флиш (верхнелютетский – приабонский ярусы): 10 – конгломераты, 11– нуммулитовые известняки, 12 – закопанские (шафларские) слои, 13 – хохловские слои, 14 – пласты конгломератов с глыбами нуммулитовых известняков; 15 – острыские слои; 13 – разломы.

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 квазиплатформенном основании, простой конфигурацией геологических тел и отсутствием внутренних деформаций, узким временны 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 FMMG-2023-0007 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.

Ксёншкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши / Ред. Максимов С.П. М.: Изд-во «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.

Gołąba J. Tektonika Podhala // Geol. Biul. Inf. 1952. No 1. 168 p.

Książkiewicz M. Budowa geologiczna Polski. T. 1V. Tektonika. Cz.3. Karpaty. Warscawa: Wydawnictwa Geol. 1972. 228 p.

The structure and tectonic position of the flysch of the southern Hissar zone (Tien Shan) and the Inner Carpathians

Leonov M.G.

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, 7 Pyzhevsky per., Moscow, 119017, Russia.

A comparative analysis of similar, but different in time and place of formation of geological objects – the Upper Carboniferous flysch of the Khanaka syncline (Tien Shan) and the Upper Eocene flysch of the Podhale syncline (Carpathians) – made it possible to establish the regional characteristics of the geological development of the mentioned flysch complexes, as well as to identify common interregional features of the geological evolution of the Hercynian and Alpine mobile belts.

Keywords: Carpathians, Tien Shan, flysch

УДК 551.72;551.24.056

Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа: палеообстановки формирования, природа и возраст протолита

Лиханов И.И.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Россия, 630090, г. Новосибирск, пр. акад. Коптюга, 3, likh@igm.nsc.ru

Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских каолинитовых кор выветривания преимущественно каолинит-иллит-монтмориллонит-кварцевого состава. Петро- и геохимические характеристики изученных метапелитов обусловлены особенностями осадконакопления при формировании протолита за счет размыва нижнепротерозойских микрогнейсов Сибирского кратона с возрастами в диапазоне 1962 – 2043 млн лет с вовлечением в область эрозии примеси пород основного и кислого состава и последующего накопления в окраинно-континентальных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима. Полученные выводы о природе и составе протолита этих пород согласуются с данными литолого-фациального анализа и геодинамическими реконструкциями эволюции геологических комплексов Северо-Енисейского кряжа в докембрии.

Ключевые слова: метапелиты, палеообстановки, протолиты.

Значительную долю в строении докембрийских метаморфических комплексов в складчатом обрамлении западной окраины Сибирского кратона составляют пелиты специфического железисто-глиноземистого состава, метаморфизм которых приводил к появлению редких минеральных парагенезисов с участием экстремально железистых минералов (Likhanov, 2003). Глинистые сланцы и продукты их метаморфизма в отношении поведения ряда микроэлементов могут рассматриваться как индикаторы состава континентальной коры, а их геохимическая летопись позволяет проследить ее эволюцию (Taylor, McLennan, 1985). Геохимическая специфика этих пород, особенно в отношении индикаторных для выяснения геодинамических особенностей формирования протолита микроэлементов, изучена недостаточно, что отражается в противоречии взглядов на их происхождение. По литературным данным такой специфический состав пород интерпретируется как результат латеритного характера процессов выветривания (например, Головенок, 1977), что расходится с частым отсутствием полнопрофильных кор такого выветривания в докембрийских разрезах (Юдович, Кетрис, 2000) и вызывает повышенный интерес к происхождению этих пород.

В качестве объектов исследования выбраны неоднородные по *P-T* условиям метаморфизма метапелиты в пределах Тейского, Гаревского и Приангарского комплексов Северо-Енисейского кряжа. В развитии этих метаморфических комплексов были выделены несколько этапов, различающихся термодинамическими режимами, величинами метаморфических градиентов и возрастами (Лиханов, 2020). На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений *And-Sil* типа с гренвильским возрастом ~1050–950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте *dT/dH* = 25–35 °С/км (Лиханов и др., 2009). На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 854–862 и 798–802 млн лет) (Likhanov, 2019) коллизионному метаморфизму умеренных давлений *Ky-Sil* типа с локальным повышением давления

вблизи надвигов, в результате чего происходило прогрессивное замещение *And→Ky±Sil*. Заключительный этап сопровождался синэксгумационным динамометаморфизмом (785–776 млн лет) с *dT/dH* <15 °C/км, отражающим тектонические обстановки быстрого подъема блоков пород в сдвиговых зонах и зонах растяжения коры (Likhanov et al., 2018).

На основе анализа петрогеохимической и геохронологической информации по железисто-глиноземистым метапелитам был реконструирован состав и основные черты формирования их протолита, в том числе тектонические обстановки, и определен возраст источников сноса вещества.

В целом эти породы классифицируются как низкокальциевые (<1 мас.%) и умеренно насыщенные K_2O метапелиты, одновременно обогащенные Fe (до 18 мас.%) и Al (до 28 мас.%). На петрохимической диаграмме (Symmes, Ferry, 1992) эти породы относятся к железистым (X_{Fe} = FeO/(FeO + MgO + MnO) = 0.65-0.85 на мольной основе) и глиноземистым (X_{Al} = (Al_2O_3 –3K_2O)/(Al_2O_3 –3K_2O + FeO + MgO + MnO) = 0.3-0.6) по сравнению со средними составами типичных метапелитов и PAAS (постархейских австралийских сланцев), характеризующихся более низкими значениями X_{Fe} = 0.52 и X_{Al} = 0.13 (Taylor, McLennan, 1985). На треугольной диаграмме AFM (Thompson, 1957) область таких химических составов располагается выше конноды гранат–хлорит (рис. 1а).

Изученные метапелиты Тейского и Гаревского комплексов характеризуются близкими значениями гидрализатного модуля ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_{3total} + MnO)/SiO_2 в интервале: 0.51-0.53, железного модуля ЖМ = (Fe_2O_{3total} + MnO)/(TiO_2+Al_2O_3): 0.31-0.39, алюмокремниевого модуля АМ = Al_2O_3/SiO_2: 0.35-0.37 и фемического модуля ФМ = (Fe_2O_{3total} + MnO + MgO)/SiO_2: 0.15-0.18, что в целом позволяет их классифицировать как нормо- и суперсиаллиты. На диаграмме для разделения глинистых отложений ФМ–НКМ, где НКМ (модуль нормированной щелочности) = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3, эти породы в основном локализуются в поле составов с доминирующей ролью каолинита (рис. 1б), что может быть обусловлено палеогеографическими условиями осадконакопления. Пониженная щелочность в модуле НКМ = 0.14-0.19, в сочетании с низкими значениями MgO (<1.90 мас.%) и повышенным содержанием K_2O (>2.58 мас.%), свидетельствует о присутствии в детритовом материале продуктов эрозии богатых калием пород и указывает на отсутствие примеси вулканогенного материала основного состава. Высокие величины титанового модуля ТМ = TiO_2/Al_2O_3 (до 0.11) типичны для накопления исходных осадков в прибрежных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата, что хорошо согласуется с данными литолого-фациального анализа (Сараев, 1986).

Высокие значения индексов CIA и CIW в интервалах: 83-97 свидетельствуют об образовании пелитов за счет продуктов переотложенных кор выветривания в обстановке теплого и влажного климата. Этот вывод подтверждается данными по величине индекса IVC (0.64-0.72), отсутствием положительной корреляции между железным и титановым модулями с повышенными значениями гидролизатного модуля, свидетельствующими о размыве и поступлении в область седиментации геохимически более зрелого эродированного материала. Нормативный кварц (24-27 мас.%) – иллит (29-38 мас.%) – монтмориллонит (8-15 мас.%) – каолинитовый (9-21 мас %) состав метапелитов свиты хребта Карпинского, рассчитанный с помощью программы MINLITH, соответствует зрелым осадочным породам (пелитам и субгравуакковым пелитам) (рис. 1в).

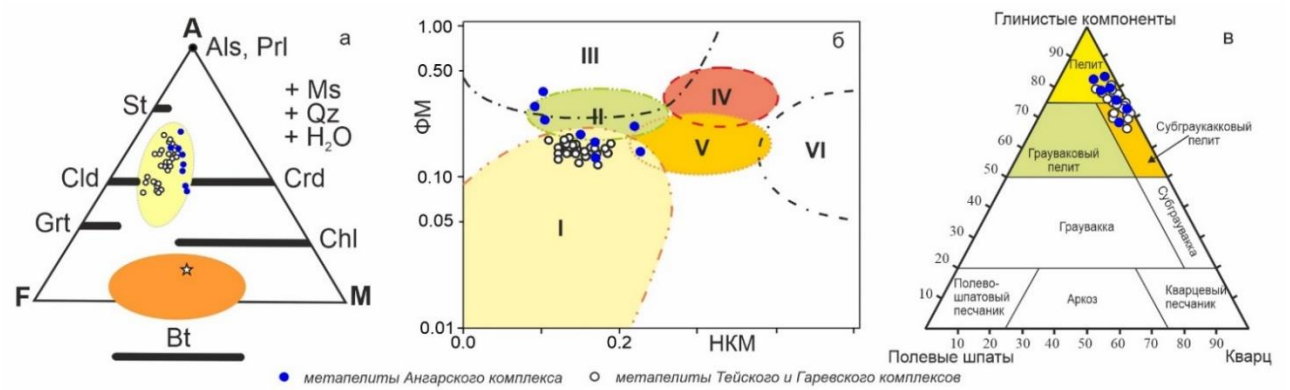


Рис. 1. (а) Диаграмма AFM, иллюстрирующая химические составы пород и минералов типичных (оранжевый эллипс) и железисто-глиноземистых метапелитов (желтый эллипс) (Thompson, 1957)

Звездочкой показан средний состав типичных метапелитов; (б) положение точек составов метапелитов на модульной диаграмме ФМ–НКМ (Юдович, Кетрис, 2000). Поля составов глинистых пород: I – преимущественно каолинитовые глины; II – монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистые глины; III – существенно хлоритовые глины с подчиненной ролью Fe-гидрослюд; IV – хлорит-гидрослюдистые глины; V – хлорит-монтморилонитовые глины и VI – преимущественно гидрослюдистые глины со значительной примесью полевых шпатов; (в) MINLITH–нормативный состав метапелитов (Розен, Аббясов, 2003).

В Ангарском комплексе метапелиты удерейской свиты (р. Тасеева) по сравнению с метапелитами широкинской серии отличаются повышенными концентрациями Al_2O_3 (до 28 мас.%) и Fe_2O_3 (до 18 мас.%) и пониженными содержаниями SiO_2 и K_2O. Это позволяет классифицировать породы широкинской серии как нормо- и суперсиаллиты, а метапелиты сухопитской серии - как гипо- и псевдогидрализаты. На диаграмме для разделения глинистых отложений ФМ–НКМ породы широкинской серии локализуются в поле составов с доминирующей ролью каолинита, тогда как фигуративные точки составов метапелитов сухопитской серии располагаются в полях хлорита с примесью железистых гидрослюд и монтмориллонитовых глин с каолинитом и гидрослюдой (рис. 1б). Это может быть обусловлено палеогеографическими условиями осадконакопления, где ближе к области сноса в континентальной обстановке могли накапливаться каолинитовые глины, а в прибрежные части морских бассейнов выноситься более тонкий глинистый материал хлорит-гидрослюдистого состава (Лиханов и др., 2022). Высокие величины титанового модуля типичны для накопления исходных осадков в мелководных бассейнах в условиях гумидного климата. Это согласуется с высокими значениями ТМ, индексов CIW, IVC и PIA, указывающих на образовании пелитов за счет продуктов переотложенных кор выветривания каолинитового типа в обстановке теплого и влажного климата.

Совокупности распределения РЗЭ, нормированные к составу хондрита, для изученных образцов разных комплексов характеризуются отрицательной европиевой аномалией Eu/Eu*= 0.38-0.71 и имеют существенный отрицательный наклон, о чем свидетельствуют повышенные величины отношений $(La/Yb)_n$, $(Gd/Yb)_n$ и LREE/HREE. Эти особенности характерны для постархейских глинистых сланцев и могут быть обусловлены присутствием в детритовом материале продуктов эрозии гранитоидов.

Концентрации литофильных (Rb, Cs, Ba, Sr) элементов в изученных метапелитах несколько ниже, чем в PAAS, в отличие от содержаний практически всех высокозарядных некогерентных (Zr, Hf, Y, Ta, Th) элементов. Унаследованность первичного состава магматического субстрата подтверждается высокой положительной линейной корреляцией между содержаниями высокозарядных некогерентных элементов – Zr, Hf, Y, Ta, Nb. Для группы переходных металлов характерны более высокие содержания Sc и пониженные концентрации Co и Ni в сравнении с PAAS. Выявленные закономерности подчеркивают как влияние рециклирования осадков, так и наличие продуктов разрушения гранитоидов в областях эрозии (о чем свидетельствуют величины отношения Eu/Eu* < 0.85) и интенсивность их выветривания. На размыв пород кислого состава указывают также повышенные значения отношения Th/U и пониженные отношения La/Th относительно среднего состава PAAS. На диаграммах Eu/Eu*–$(Gd/Yb)_n$ (рис. 2а) и La–Th (рис. 2б) точки составов метапелитов локализованы преимущественно в поле постархейских кратонных отложений и гранитоидов, обогащенных тяжелыми REE и обедненных Co и Ni по сравнению с кислыми магматическими породами архея. Отношение Ce/Ce* в метапелитах варьирует в диапазоне 0.64-1.10, что совместно с использованием LREE/HREE=2.43-4.49 отношений может быть объяснено накоплением исходных осадков на окраинно-континентальном прибрежном мелководном шельфе в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима, способствующих проявлению выветривания пород.

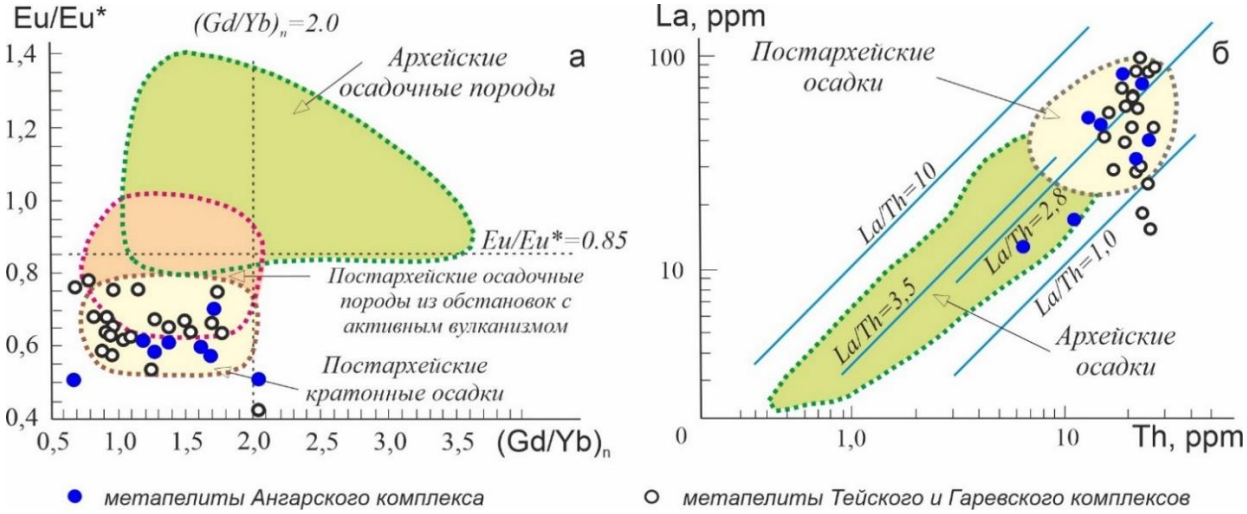


Рис. 2. Положение точек составов метапелитов на диаграммах: (а) Eu/Eu*–$(Gd/Yb)_n$ и (б) La – Th

Таким образом, железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания преимущественно каолинитового, а не латеритного типа, как считалось ранее. Химическое выветривание пород в раннем протерозое на Енисейском кряже не достигало глубокой стадии латеритизации с образованием зон конечного разложения алюмосиликатов, а ограничивалось

формированием продуктов выветривания преимущественно каолинит-иллит-монтмориллонит-кварцевого состава.

Петро- и геохимические характеристики изученных метапелитов обусловлены, главным образом, особенностями осадконакопления при формировании протолита, образование которого могло происходить за счет размыва питающих провинций - нижнепротерозойских микрогнейсов Сибирского кратона с возрастом диапазоне 1962-2043 млн. лет млн лет (U-Pb SHRIMP-II по цирконам) - с вовлечением в область эрозии гранитоидной и вулканогенной примеси пород основного состава (сухопитская серия) и последующего накопления в окраинно-континентальных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима. Полученные выводы о природе и составе протолита этих пород согласуются с данными литолого-фациального анализа и геодинамическими реконструкциями эволюции геологических комплексов Енисейского кряжа в докембрии.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (проект № 21-77-20018).

Литература

Головенок, В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия / В.К. Головенок. – Л.: Недра, 1977. – 268 с.

Лиханов, И.И. Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа: палеообстановки формирования, природа и возраст протолита / И.И. Лиханов, П.С. Козлов, Н.В. Попов // Литосфера. – 2022. – Т. 22. – № 4. – С. 448-471.

Лиханов, И.И. Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа / И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов, Н.В. Попов // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 12. – С. 1335-1356.

Лиханов, И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры / И.И. Лиханов // Петрология. – 2020. – Т 28. – № 1. – С. 4-22.

Розен, О.М. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа) // О.М. Розен, А.А. Аббясов // Литология и полезные ископаемые. – 2003. – Т.34. – С. 299-312.

Сараев, С.В. Литология и петрохимия глинистых пород рифея Енисейского кряжа / С.В. Сараев // Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. – Новосибирск, 1986. – С. 78-85.

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

Likhanov, I.I. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean / I.I. Likhanov, J.-L. Régnier, M. Santosh // Lithos. – 2018 – V. 304-307. – P. 468-488.

Likhanov, I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia / I.I. Likhanov // Geological Society of London Special Publication – 2019. – V. 478. – P. 89-115.

Likhanov, I.I. Mineral reactions in high-alumina ferriferous metapelitic hornfelses in connection with the problem of stability of rare parageneses of contact metamorphism / I.I. Likhanov // Geologiya i Geofizika. – 2003. – V. 44. – No. 4. – P. 305-316.

Symmes, G.H. The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism / G.H. Symmes, J.M. Ferry // Journal of Metamorphic Geology. – 1992. – V. 10. – P. 221-237.

Taylor, S. R. The Continental Crust: Its Composition and Evolution / S.R. Taylor, S.M. McLennan. –Oxford: Blackwell, 1985. – 312 p.

Thompson, J.B. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists / J.B. Thompson. // American Mineralogist. – 1957. – V. 42. – P. 842-858.

Fe- and Al-rich metapelites of the North Yenisei Ridge: formation paleosettings, nature and age of protolith

Likhanov I.I.

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, 630090, Russia, Novosibirsk, Acad. Koptyug ave. 3, likh@igm.nsc.ru

The Fe- and Al-rich metapelites of the North Yenisei Ridge were redeposited and metamorphosed products of Precambrian weathering crusts of the kaolinite type of predominantly kaolinite-illite-montmorillonite-quartz composition. The petro- and geochemical characteristics of the studied metapelites are mainly due to the features of sedimentation during the formation of the protolith, which

could have been formed due to the erosion of the Lower Proterozoic microgneisses of the Siberian craton with ages in the range of 1962 – 2043 Ma with the involvement of granitoid and volcanic admixture of mafic rocks into the erosion area and subsequent accumulation in marginal continental shallow basins under conditions of a humid climate and a calm tectonic regime. These results are consistent with data of lithofacies analysis and geodynamic reconstructions of the Precambrian evolution of geological complexes in the North Yenisei Ridge.
Keywords: metapelites, paleosettings, protoliths

УДК.553.087
Магнитные и стеклянные шарики (микросферулы)

Лихоман О.А.

ФГБОУ ВО «Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н.Г.Чернышевского», г.Саратов, 410012, ул.Астраханская, 83; lihomanO@yandex.ru

Магнитные и стеклянные шарики часто встречаются в аллювии современных рек, шаровидные глобули обнаружены в различных типах осадков или пород и в разных геологических обстановках Их исследования дают информацию о процессах минералообразования на Земле и в космосе (Кухаренко, 1961; Юдин, 1969; Тищенко, 1975; Тян и др., 1976; Главатских, 1990).
Ключевые слова: магнитные, стеклянные шарики, микроглобули.

Магнитные и стеклянные шарики часто встречаются в различных осадках в разных геологических условиях. Их исследования дают информацию о процессах минералообразования на Земле и в космосе.

Они являются индикаторами структур флюидного режима гидротермального минералообразования (Рогачев и др., 1996). Рудные и силикатные шарики несут в себе богатейшую информацию о температуре, составе и других параметрах эндогенного флюида, а также о структурообразующих процессах, протекающих в недрах и на поверхности систем. Благодаря их хорошей сохранности они выступают дополнительным маркером при корреляции отложений.

На Песчано-Уметской площади (Саратовское Поволжье) в современных русловых отложениях р.Курдюм в шлихах в обильном количестве встречены стеклянные и магнитные шарики (рис. 1), обломки оплавленных пород и минералов. Территория исследования относится к южной части Саратовских дислокаций и приурочена к осевой части Елшано-Сергиевской флексуры, Участок характеризуется интенсивной дислоцированностью палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород. Размер шариков от 0,05-до 2 мм в диаметре. Стеклянные шарики чаще пустотелые и округлые, реже наблюдаются бомбообразные, кувшинообразные, лепешкообразные зерна. Магнитные шарики совершенно круглые, с зеркальной глянцевой поверхностью, реже матовые и лимонитизированные разности с шероховатой поверхностью. Встречаются радиально-лучистые, скорлуповатые, скрытозернистые, аморфные разновидности, кувшиновидной и каплевидной формы. Концы капель и кувшинчиков стеклянные, постепенно покрываясь с наружной и внутренней стороны черной магнитной массой, переходят в шарики, сложенные магнетитом. Внутреннее строение различно: преобладают пористые зерна, либо с одной или несколькими пустотами, реже гомогенные массивные. Цвет шариков черный, железо-черный, черно-бурый. Блеск яркий, металлический. В шлихах встречаются по одному, по два или три спекшихся шарика, иногда присутствуют грозди спекшихся между собой шариков. Нередко встречаются шлакообразные лепешки магнетита с приросшими или вросшими в них шариками; сростки шариков с магнетитом. Зерна кварца, полевых шпатов, рутила, циркона обычно оплавлены. Обломки пород также оплавлены по краям.

Очень часто магнитные шарики в количестве 15-90% и размером зерен от менее 0,1 до 1 мм в магнитной и реже в электромагнитной фракции присутствуют на южном склоне Саратовского свода в пределах Карамыш-Медведицкого междуречья. Стеклянные шарики встречаются в пробах значительно реже. Большей частью это овальные, удлиненные, чашеобразные, кувшинообразные и скорлуповатые зерна со стеклянным блеском. Полнотелые овальные и округлые зерна полупросвечивают и содержат включения пузырьков воздуха, магнетита, мелких частиц. Края зерен часто оплавлены. В тектоническом отношении территория исследования является одним из сложных участков Саратовского Поволжья. На фоне погружения поверхности Саратовского свода выделяются Некрасовский, Ровенский, Каменский выступы и Сплавнухинская приподнятая зона. Разрывные нарушения ограничивают структуры в кристаллическом фундаменте, разбивая его на блоки.

Магнитные и стеклянные шарики с содержанием их 20-30% магнитной фракции часто встречаются в шлихах из шлама глубоких скважин (Квасниковская, Приволжская, Песчано-Уметская, Жирновская структуры). Высокие содержания сфалерита, киновари, пирита, марказита, барита обнаружены в юрских алевролитах, ожелезненных меловых песчаниках

Магнитные и стеклянные шарики, оплавленные обломков пород и минералов на Песчано-Уметской площади, в междуречье Карамыша и Медведицы установлены в шлихах в местах нахождения киновари, новообразованного марказита и других сульфидных минералов. Киноварь на данной территории присутствует в концентрациях, типичных для ртутных месторождений (Лихоман и др., 2010).

Распределение вторичных и первичных ореолов рассеяния сульфидных минералов предопределено структурно-тектоническим строением территории (Лихоман, 2013). Большая часть этих ореолов рассеяния приурочены к тектоническим нарушениям, как к региональным разломам, ограничивающим наиболее крупные структуры района, так и к мелким разрывным нарушениям, оперяющим разломы. Разрывные нарушения ограничивают структуры в кристаллическом фундаменте, разбивают последние на блоки. Площади ореолов рассеяния сульфидных минералов совпадают с площадями нефтегазоносных и нефтеперспективных структур (Лихоман, 2021).

На Южном Урале магнитные и стеклянные шарики отмечаются в шлихах также в районах большинства ореолов рассеяния киновари (Лихоман, 2013). В районе Сунчанского месторождения киновари содержание магнитных шариков в шлихах достигает 1-1,5 кг/м^3 породы. В Донбассе они обнаружены в солях пермкого возраста (Тищенко, 1975).

Единого мнения по поводу происхождения магнитных и стеклянных шариков среди исследователей нет. Одни склонны считать, что магнитные шарики представляют собой космическую пыль, опускающуюся на поверхность Земли. Другие ученые рассматривают магнитные и стеклянные шарики как пыль вулканов. Третьи считают их следами магматической деятельности. Земное происхождение магнитных и стеклянных шариков, оплавленных обломков пород и минералов подтверждается тем, что внешняя форма обломков ничем не отличается от типичного туфового материала, размер их часто не превышает 0,1 мм. Они совершенно не окатаны. В шлихах магнитные и стеклянные шарики и оплавленные обломки наблюдаются локально и чаще всего в районах тектонических нарушений и напряжений. Совместное нахождение в шлихах киновари и других сульфидов, новообразованного марказита, магнитных и стеклянных шариков, оплавленных обломков пород и минералов в Саратовском Поволжье и на ряде участков Южного Урала можно объяснить результатами проявления гидровулканизма.



Рис 1. Магнитные и стеклянные шарики

Проведенные исследования показали, что детально охарактеризованные магнитные рудные и стеклянные шарики Поволжья и Южного Урала выделены в различных типах осадков и имеют одинаковые текстурные особенности. Находки микросфер в осадочных породах показывают возможность их использования в качестве маркирующих горизонтов при стратиграфической корреляции, которые связывают космические и земные события геологического прошлого. В шлихах магнитные и стеклянные шарики и оплавленные обломки в Саратовском Поволжье и на ряде участков Южного Урала наблюдаются локально и чаще всего в районах известных тектонических нарушений и

напряжений, брекчированных пород как наиболее проницаемых зонах. Размер шариков и обломков пород часто не превышает 0,1 мм; внешняя форма обломков схожа с туфовым материалом. Парагенетическая связь магнитных и стеклянных шариков, гидротермальных минералов, углеводородов, приуроченность их к тектоническим нарушениям, к антиклинальным структурам с развитыми в них разломами, зонами трещиноватости указывает на тектонические напряжения земной коры и участие гидровулканизма в формировании гидротермальных месторождений, не имеющих установленного источника, и вторичных залежей углеводородов [Иванчук, 1966]. Подобные находки в шлихах являются индикаторами процессов сульфидного минералообразования и условий генезиса пород (Рогачев и др., 1996; Сунгатулин и др., 2017). Накопление данных по совместному нахождению микросфер и магнитных частиц с другими минералами, изучение их химического строения может дать ответ на вопрос о том, какие процессы, химические или космические, техногенные или иные приводят к их появлению. Тогда появится возможность решать обратную задачу: использовать микросферы и другие магнитные микрочастицы для стратиграфических и микростратиграфических целей.

Литература

Иванчук П.П. О гидротермальной деятельности в моменты проявления гидровулканизма. Известия Академии Наук СССР. Серия геологическая, 1966. № 8.С. 98-102.

Лихоман О.А., Ваньшин Ю.В. К вопросу о рудоносности юго-востока Восточно-Европейской платформы на примере Саратовской области. «ДАН», 2010, т. 431, № 3. С. 369-370.

Лихоман О.А. Актуальные проблемы металлогении ртути Южного Урала. ДАН, 2013, т.453, № 2. С.176-179.

Лихоман О.А. Структурно-минералогические особенности ртутной минерализации Южного Предуралья. Тезисы 10 Уральского Литологического Совещания «Виртуальные и реальные литологические модели», г. Екатеринбург. 21-24 октября 2014 г.

Лихоман О.А. К вопросу о взаимосвязи сульфидной минерализации с нефтегазоносностью и перспективах поисков новых объектов в Предуральскоом прогибе и зоне передовых складок запада. Новые идеи в геологии нефти и газа. МГУ им.М.В.Ломоносова. 27-28 мая 2021 г.

Рогачев С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и гидротермального минералообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп). Геология рудных месторождений. 1996, том 38, № 1, С. 31-40.

Сунгатуллин Р.Х. Микросферы космического происхождения в каменноугольных породах разрезах Усолка, Предуральский прогиб. / Р.Х. Сунгатуллин, Г.М. Сунгатуллина, М.И.Закиров, В.А. Цельмович, М.С.Глухов, А.И.Бахтин, Ю.Н.Осин, В.В.Воробьев /Геология и геофизика. – 2017. – Т.58. - №1. С.74-85.

Magnetic and glass beads (microspherules)

Lihoman O.A.

Saratov National Research State University named after N.G.Chernyshevsky, Saratov, 410012, Astrakhan str., 83; ; lihomanO@yandex.ru

Magnetic and glass beads are often found in the alluvium of modern rivers, globular globules are found in various types of sediments or rocks and in different geological settings, their studies provide information about the processes mineral formation on Earth and in space (Kukharenko, 1961; Yudin, 1969; Tishchenko, 1975; Tyan et al., 1976; Glavatskikh, 1990).

Keywords: magnetic, glass beads, microglobules.

УДК: 551.77: 551.7.022.4+551.87

Становление эоценовой нуммулитовой банки в Юго-Западном Крыму

Лыгина Е.А.[1], Чижова Е.Р.[1], Правикова Н.В.[1], Овчинникова Е.А.[1], Краснова Е.А.[2], Косоруков В.Л.[1]

1 – Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, ealygina@mail.ru;

2 – Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1. Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН. Россия, 119334, Москва, ул. Косыгина, д. 19, стр. 1, e.krasnova@oilmsu.ru.

В работе представлены результаты комплексного изучения пограничных нижне-верхнеипрских отложений разреза г. Сувлу-Кая (Бахчисарайский район, Юго-Западный Крым). Показана эволюция становления нуммулитовой банки в изученном районе. Установлено, что ипрская трансгрессия развивалась постепенно, в три этапа, с максимумом в конце раннего ипра, далее сменившись продолжительной регрессией, на фоне которой начинает формироваться нуммулитовая банка. Отложения образовались в условиях глубокого шельфа с глубинами не менее 50-70 м на уровне и ниже базиса штормовых волн. Установлено соответствие периода формирования изученных отложений раннеэоценовому климатическому оптимуму (Early Eocene Climatic Optimum, EECO). Температура воды при образовании пород составляла от 33 до 38 ºС.

Ключевые слова: ипрские отложения, Юго-Западный Крым, палеогеография

Ипрские отложения Крыма изучаются почти две сотни лет. Они пользуются широким распространением на полуострове и, в частности, в Крымских предгорьях, на большей части территории которых представлены в нижней части глинами, выше переходящими в нуммулитовые известняки. Здесь отложения неплохо обнажены и прослеживаются практически непрерывной полосой от г. Инкерман на западе до Насыпкойской балки на востоке. Нуммулитовые известняки обладают прекрасными коллекторскими свойствами, что вызывает повышенный интерес к их изучению.

Наиболее доступным и поэтому хорошо изученным разрезом ипрских отложений является разрез южного склона горы Сувлу-Кая на восточной окраине г. Бахчисарая (Юго-Западный Крым) (рис. 1). В свое время он был выбран в качестве опорного при создании единой унифицированной стратиграфической схемы палеогена юга СССР (Решение…, 1963), где были выделены региональные крымские яруса (бахчисарайский, симферопольский и т.д.). Сейчас область обособлена как Бахчисарайский стратотипический район (Зернецький и др., 2014). Многими учеными отмечались значительная информативность и биостратиграфический потенциал этого разреза (Стратиграфия СССР, 1975). Однако основной упор в работах делался на стратиграфические исследования, в то время как палеоэкологическим и палеогеографическим реконструкциям уделено мало внимания. До последнего времени они приводились, в основном, по крупным бентосным фораминиферам (КБФ) Nummulitidae (Немков, 1962; Закревская, 1993), имеются общие сведения по остракодам, микро- и наннопланктону (King et al., 2018). В связи с этим целью данной работы явилось уточнение палеогеографии становления нуммулитовой банки в ипрское время в исследуемом регионе на основе детальной литологии, седиментологии и различных методов исследования вещества. Работа посвящена изучению пограничного интервала бахчисарайского (нижний ипр) и симферопольского (верхний ипр) региоярусов в районе г. Сувлу-Кая.

В основу работы положен материал, отобранный в течение полевого сезона 2021 г. В ходе исследования был детально описан разрез общей мощностью 18 м, было выделено 5 слоев, образцы отбирались с интервалом 0.3-0.5 м. Для их изучения были применены микрофациальный (на основе 46 шлифов), микропалеонтологический (6 обр.), рентгенофазовый (28 обр.) и изотопный (28 обр.) анализы. Стратиграфическая привязка изученного интервала приведена по (Лыгина и др., 2010).

Микрофациальный анализ позволил выделить 5 микрофациальных типов пород (МФТ) и соотнести их со стандартными микрофациями окаймленных платформ (СМФ), а затем фациальными поясами (ФП) модели карбонатной платформы (Flügel, 2010):

МФТ-1. *Мад- и вакстоун алевритистые*. Структура микрозернистая, отчасти мелко-органогенно-обломочная. Микритовый матрикс 75–80%, в нем рассеяны остатки мелких бентосных фораминифер (МБФ) (5%) и единичные крупные обломки раковин КБФ размером от 0.1 до 4 мм, остракод, члеников криноидей, двустворок, коллофановых обломков скелетов рыб и тонкообломочный шлам (5%). Некоторые раковины сильно трещиноваты. Присутствуют зерна кварца (10%) и глауконита плохо- и среднеокатанные алевритовой размерности, а также рассеянный тонко-мелкокристаллический доломит (1%).

МФТ-1 чаще всего встречается в разрезе, слагает его нижнюю часть (слой 1 и низы слоя 2), пограничную часть слоев 2 и 3, широко распространен в верхней части слоев 3 и 4.

МФТ-2. *Флоатстоун нуммулитовый алевритистый*. Схож с МФТ-1, но отличается меньшим количеством микрита (65-70%) и повышенным содержанием и более крупным средним размером остатков раковин КБФ, чуть большим количеством доломита (2%) и терригенного материала (10–15%). Первичная текстура массивная, наблюдаемые отдельные ориентированные крупные обломки раковин КБФ (до 8 мм) указывают на их переотложение. Присутствуют следы биотурбации. МФТ-1 и МФТ-2 часто встречаются вместе, при этом МФТ-2 почти всегда по разрезу идет после МФТ-1 и является его прямым продолжением.

МФТ-1 и МФТ-2 сравнимы с СМФ 8, которая отвечает обстановкам шельфовой лагуны с открытой циркуляцией (ФП 7) либо глубокого шельфа (ФП 2).

МФТ-3. *Мадстоун алевритистый биотурбированный*. Отличается наибольшим содержанием микрита (80–85%), кварца алевритовой размерности (13–15%), доломита (3%), а также наличием

сохранившихся следов биотурбации, выделений железа (гидроокислы, пирит). Последние имеют различную форму: каймы по краям трещин, ромбоэдры с четкими гранями, крупные округлые выделения. Органогенно-обломочная составляющая представлена шламом неясного генезиса. МФТ-3 распространен наименее широко и в основном приурочен к слою 3, следуя за либо предшествуя МФТ-1. Наиболее схож с СМФ 1-биотурбированная, которая характеризует обстановки глубоководного шельфа (ФП 2) и бассейна (ФП 1).

МФТ-4. *Мад- и вакстоун с участками рудстоун, доломитистый*. Присутствует в виде редких отдельных прослоев, обычно сменяя вверх по разрезу МФТ-2, с которым в целом схож. Отличается от последнего меньшим содержанием кварца (3–5%), большим – доломита (4–5%), а также скоплениями крупных обломков раковин КБФ (0.1–10 мм), оказавшихся здесь в результате переноса из высокоэнергетической среды. Соответствует СМФ 10 и отвечает обстановкам шельфовой лагуны с открытой циркуляцией (ФП 7) либо глубокого шельфа (ФП 2).

МФТ-5. *Рудстоун нуммулитовый доломитистый*. Структура крупно-грубо-органогенно-обломочная, порода сложена биокластами (75-90%), большинство которых ориентированы по длинной оси: крупные трещиноватые обломки раковин КБФ, МБФ, члеников криноидей, двустворок, редких остракод. Присутствуют алевритовые зерна кварца (2–3%), единичные среднеокатанные зерна глауконита, рассеянный тонко-мелкокристаллический доломит (5–7%). Микрит составляет не более 5–7%. МФТ-5 тяготеет в основном к верхней части разреза, представляет собой отдельные редкие маломощные прослои сгруженного ориентированного переотложенного грубообломочного материала, образованного в результате деятельности подводных течений, инициированных штормовыми волнами. Соответствует СМФ 12, которая встречается во многих обстановках от внутренних лагун до бассейновых.

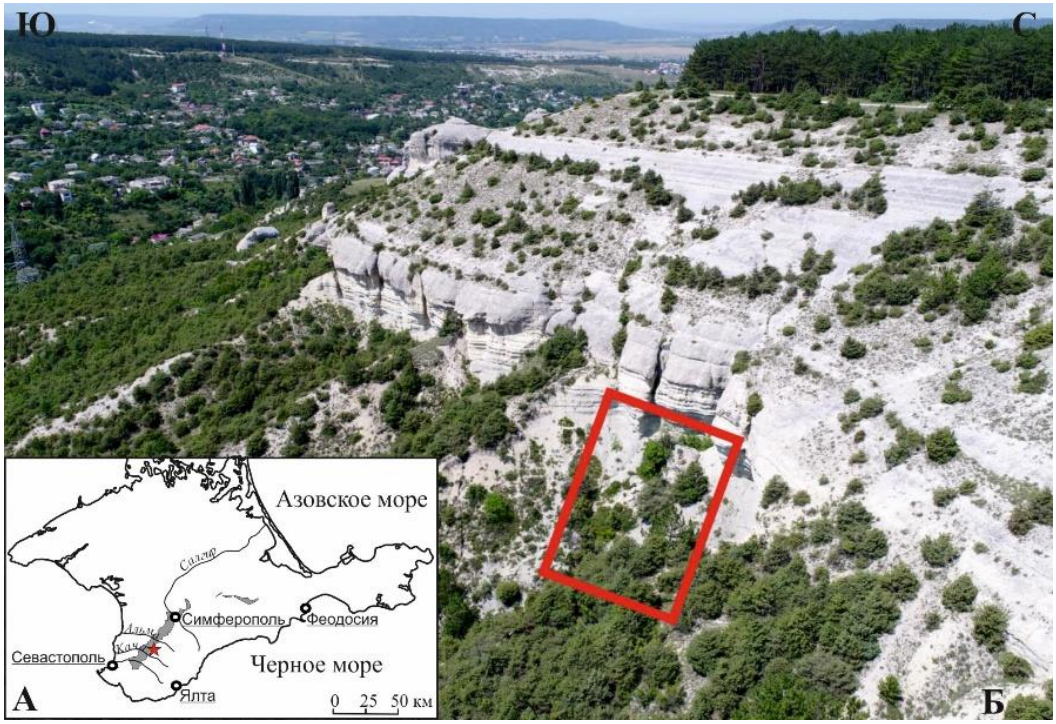


Рис. 1. Положение изученного разреза на: А – схеме Крымского полуострова (показано звездочкой); серым обозначены естественные выходы эоценовых отложений в пределах Крымских Предгорий; Б – перспективном снимке (красной рамкой обозначен изученный интервал). Фото: Правикова Н.В.

Таким образом, изученная часть разреза представлена в основном сильно микритовыми разностями карбонатных пород (мад-, вак-, флоатстоун) со значительной примесью терригенного кварца алевритовой размерности. Основой органогенно-обломочной компоненты являются редкие целые экземпляры и грубозернистые обломки раковин КБФ. Сводное распределение МФТ и микрофаций по разрезу приведено на рис. 2. В совокупности выделенные СМФ наиболее характерны для обстановок глубокого шельфа (ФП 2) с глубинами на уровне и ниже базиса штормовых волн (Flügel, 2010). По данным (King et al., 2018) глубина формирования отложений изученной части разреза могла составлять 30-100 м (средний – внешний шельф). Это коррелирует с выводами, полученными в настоящей статье.

Материалом для микропалеонтологических исследований послужили 6 образцов, отобранных послойно и представленных одним и тем же типом пород (МФТ-1) с наименее измененной структурой без переотложенной фауны. Для палеоэкологических реконструкций проведен **анализ морфогрупп**, основанный на статистических методах (Тесакова, 2021). В результате были выделены 3 морфогруппы микрофауны (остракоды (О), мелкие бентосные фораминиферы (МБФ), планктонные фораминиферы (ПФ) и нуммулитиды (Н)). В ходе анализа соотношения морфогрупп использовались остракодовые (Ф/О) и фораминиферовые (П/Б) числа. По результатам анализа морфогрупп были выделены следующие комплексы (рис. 2):

А (обр. 1, 5, МФТ-1) – самый нижний комплекс отличается относительно большим, но уменьшающимся вверх по разрезу количеством нуммулитов и минимальным, но увеличивающимся количеством МБФ, а также малым количеством ПФ и остракод. Такое соотношение говорит о значительной удаленности района от береговой линии и постепенном увеличении глубины в пределах данного интервала накопления отложений.

В (обр. 6, 15, МФТ-1) – комплекс характеризуется увеличением количества нуммулитов и уменьшением – МБФ. На обр. 6 приходится положительный пик (максимум среди изученных образцов) количества МБФ, ПФ и остракод и минимум количества нуммулитов. С этим совпадает максимум значения соотношения П/Б и минимум соотношения Ф/О. Из этого можно предположить, что граница слоев 1 и 2 совпадает с углублением бассейна, а затем намечается его последующее обмеление. Последнее выражено в количественном преобладании нуммулитов относительно других морфогрупп и значительном уменьшении соотношения П/Б на уровне обр. 15.

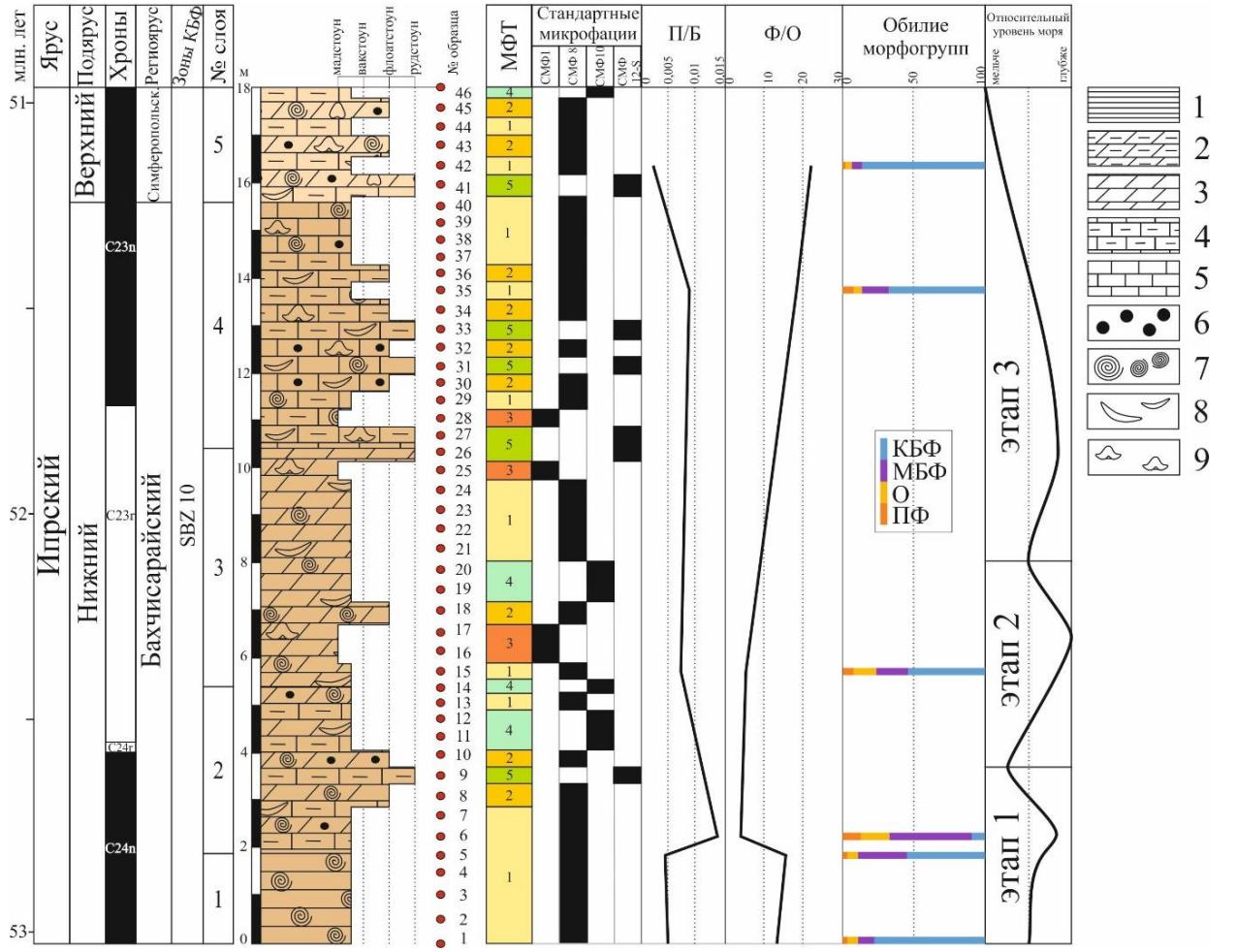


Рис.2. Разрез ипрских отложений г. Сувлу-Кая. Привязка разреза к зонам КБФ по [King et al., 2018] к магнитозонам и абсолютный возраст по [Westerhold et al., 2020]

1 – глина, 2 – глинистый мергель, 3 – мергель, 4 – глинистый известняк, 5 – известняк, 6 – пиритовые конкреции, 7 – нуммулиты, 8 – двустворки, 9 – брахиоподы.

С (обр. 35, 42, МФТ-1) – комплекс выделяется по растущему преобладанию нуммулитов и заметному уменьшению количества экземпляров остальных морфогрупп. При этом соотношение П/Б падает до минимума, а соотношение Ф/О, наоборот, становится максимальным. Всё это может

указывать на новое обмеление бассейна и характеризовать становление нуммулитовой банки в изучаемом районе.

По результатам **рентгенофазового анализа** были сделаны следующие выводы: (1) перед каждым предполагаемым перерывом в разрезе отмечается минимальное содержание гидрослюд (в т.ч. глауконита) с последующим его повышением в процессе формирования и после перерыва. В некоторых случаях это совпадает с отмеченными в шлифах скоплениями микроконкреций фосфоритов. Это, а также изменение отношения смектита к иллиту позволило уточнить положение перерывов, связанных с границами слоев, и выявить несколько скрытых перерывов. (2) В слое 3 отмечается постоянное соотношение количества глинистых минералов, при этом минимальное количество гидрослюд и хлорита. Это совпадает с преобладанием среди МФТ пород данного слоя микритовых разностей (МФТ-1, МФТ-3), что предполагает формирование в наиболее глубоководных условиях.

Результаты **изотопного анализа** удалось сравнить с кайнозойским глобальным эталонным набором данных по изотопам углерода и кислорода бентосных фораминифер (CENOGRID) из участков океанского бурения за последние 66 миллионов лет (Westerhold et al., 2020). Были выявлены общие черты изменения графиков, что позволило более точно привязать изученный интервал к Международной стратиграфической шкале, а также установить его соответствие раннеэоценовому климатическому оптимуму (Early Eocene Climatic Optimum, EECO) (рис. 2). Средняя температура во время формирования изученных пород составляла 36,5 ºС, колеблясь в интервале от 33 до 38 ºС. Соленость менялась в узких пределах (25-27‰).

В итоге полученные данные позволяют выделить следующие этапы образования изученных отложений: **1й этап** охватывает нижнюю часть разреза (слой 1 – середина слоя 2), которая характеризуется относительно глубоководными стабильными условиями осадконакопления, постепенное углубление бассейна достигает максимума на уровне границы слоев 1 и 2 и далее сменяется кратковременным обмелением. **2й этап** – новый трансгрессивно-регрессивный эпизод, характеризующийся максимумом углубления бассейна (основание слоя 3) и дальнейшим его обмелением. **3й этап** характеризуется новым незначительным кратковременным углублением, сменяющимся длительным стабильным обмелением бассейна и становлением нуммулитовой банки.

Работа выполнена с использованием стереомикроскопа Olympus SZX16, приобретенного по программе развития МГУ, а также с использованием материалов ЦКП "Геопортал" МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литература

Закревская, Е.Ю. Ассилины, оперкулины и раникоталии Крыма и их биостратиграфическое значение / Е.Ю. Закревская – М. : Наука, 1993. – 112 с.

Зернецький, Б.Ф. Питання вивчення осадового комплексу палеоцену Кримського і Керченського півостровів / Б.Ф. Зернецький, Т.С. Рябоконь, С.А. Люльєва // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. – 2014. – Т. 7. – С. 101–125.

Лыгина, Е.А. Нижне-среднеэоценовые отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления / Е.А. Лыгина, Л.Ф. Копаевич, А.М. Никишин, И.В. Шалимов, Е.В. Яковишина // Вестн. Моск. ун-та, Сер. 4. Геология. – 2010. – № 6. – С. 11–22.

Немков, Г.И. Несколько замечаний о палеоэкологии нуммулитов / Г.И. Немков // Вопросы микропалеонтологии. – 1962. – Вып. 6. – С. 64–72.

Решение постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР // Сов. Геология, 1963. – №4. – С. 145–154.

Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. Ред. Гроссгейм В.А., Коробков И.А. – М.: Недра, 1975. – С. 183–191.

Тесакова, Е.М. Специальные методы стратиграфии [Электронный ресурс]: курс лекций / Е.М. Тесакова – М.: МГУ, 2021. – 98 с. – Режим доступа: https://teach-in.ru/course/special-methods-of-stratigraphy/material – Яз.рус. – (Дата обращения: 18.06.2023).

Flügel, E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application / E. Flügel – Second Edition – Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. – 984 p.

King, Ch. Early Eocene stratigraphy of the Suvlu-Kaya reference section in the Bakhchisaray area (Crimea) / Ch. King, A.I. Iakovleva, C. Heilmann-Clausen, E. Steurbaut // Newsletters on Stratigraphy. – 2018. – 51(2). – P. 167–208.

Westerhold, T. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years / T. Westerhold, N. Marwan, A.J. Drury, D. Liebrand, C. Agnini, E. Anagnostou, J. Barnet, S. Bohaty, D. De Vleeschouwer, F. Florindo, T. Frederichs, D. Hodell, A. Holbourn, D. Kroon, V. Lauretano, K. Littler, L.J. Lourens, M. W. Lyle, H. Pälike, U. Röhl, J. Tian, R.H. Wilkens, P.A. Wilson, J.C. Zachos // Science. – 2020. – 369. – P. 1383-1387.

Formation of the Eocene nummulite bank in the Southwestern Crimea

Lygina E.A.[1], Chizhova[1] E.R., Pravikova[1] N.V., Ovchinnikova[1] E.A. Krasnova E.A.[2], Kosorukov V.L.[1]

1 – Lomonosov Moscow State University. Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, ealygina@mail.ru;

2 – Lomonosov Moscow State University. Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry. Russia, 119334, Moscow, Kosygina str., 19, e.krasnova@oilmsu.ru

The article considers the results of a comprehensive study of the Lower-Upper Ypresian boundary deposits of the mount. Suvlu-Kaya section (Bakhchisarai region, South-Western Crimea). The evolution of a nummulite bank formation of the studied area is shown. Three stages of the Ypresian transgression are shown, it was developed gradually with a maximum at the end of the Early Ypresian, then replaced by a prolonged regression, when the nummulite bank started to form. The sediments were formed on a deep shelf with depths more than 50-70 m at and below the storm wave base. Studied deposits were formed in Early Eocene Climatic Optimum (EECO). Water temperature was 33–38 ºC.

Keywords: Ypresian deposits, South-Western Crimea, paleogeography.

УДК 540.4. (470.67)
Постседиментационные процессы в Сланцевом Дагестане Восточного Кавказа

Магомедов Р.А.

Институт геологии Дагестанского федерального исследовательского центра РАН

Дана характеристика постседиментационных процессов в юрских отложениях Сланцевого Дагестана. Приведены результаты геохимических опробований и предварительная их интерпретация. Выделена зона проявления минерального вида.

Ключевые слова: осадочная толща, диагенез, рудные минералы.

Говоря о постседиментационных процессах в геологической среде структур Восточного Кавказа, следует обратить внимание на происхождение самих структур региона, которое тесно связано с историей геологического развития всего региона [Милановский, Хаин, 1963; Милановский, 1968; Магомедов, 2017 и др.].

Центральная и Высокогорная области Сланцевого Дагестана относятся к наименее доступным и наиболее сложным в геологическом отношении частям республики. Картирование этой территории осложняется высокой пересеченностью местности и рядом геологических особенностей, главными из которых являются бедность окаменелостями многокилометровой толщи нижне- и среднеюрских отложений, сильная фациальная изменчивость пород, резкий метаморфизм в зонах тектонических нарушений, весьма сложная складчатая структура, обилие тектонических контактов.

Дейбукская антиклиналь как *одна из характерных структур Сланцевого Дагестана*, впервые была выделена при геологической съемке в масштабе 1:200 000 [Голубятников, 1948, 1956] и последующими работами геофизических экспедиций прошлого столетия. Сформировавшаяся уже в поздней юре-начале мела (конец берриасского века) структура антиклинали выступает в качестве одного из участков внутреннего размыва в Сланцевом Дагестане. Сильные восходящие движения, вызванные предкелловейской орогенической фазой, привели к почти полному отсутствию отложений келловейского яруса и оксфорд-киммеридж-титонских отложений верхней юры в пределах ядра антиклинали. В пределах западного крыла антиклинали (хр. Лес) они несогласно залегают на байос-батских отложениях средней юры а, келловейские отложения - не выходя на поверхность.

Байосский и батский ярусы и верхний подъярус ааленского яруса обнаженные в ядре антиклинали рассматриваются нами как один комплекс терригенных отложений (аргиллиты, алевролиты, песчаники и их чередование) – дейбук-харбукская свита средней юры (J_2 d-h), трансгрессивно перекрытий различными горизонтами верхней юры. Ее выделение основывается на литолого-стратиграфических признаках и положении в геологическом разрезе [Магомедов, 2019].

Толща осадочных образований антиклинали среднеюрско-нижнемелового периода представлена двумя формациями геосинклинальных областей:

1) среднеюрская флишевая формация представлена мощной толщей осадочных, в основном, глубоководных морских пород - циклично чередующихся пачек, состоящие из трех пород (аргиллитов, алевролитов и песчаников, реже - грубообломочных пород), повторяющихся в одной и той же последовательности – от, более грубых, обломочных (внизу), до более тонких глинистых (вверху). Весьма характерны следы подводно-оползневых явлений с конгломератовыми прослойками, связанные с сейсмическими событиями юрского периода и с отступающим верхнеюрским морем. Для формации характерно наличие рудных концентраций железа, марганца, хрома и алюминия [Магомедов, 2018]. Мощность среднеюрских отложений (по GPS-навигатору) на протяжении от нижней, обнаженной эрозионным врезом, точки (местечко «ущелье мельниц») до основания хр. Лес составляет ~ 1100 м.

2) известняковая (карбонатно-сульфатная) *формация верхней юры и нижнего мела* развивалась в миогеосинклинали и свидетельствует об аридизации климата вызванная, очевидно, тектоническими движениями андийской (адыгейской-предкелловейской и новокиммерийской) фазы тектогенеза, в условиях которого накапливались седиментационные и седиментационно-диагенетические известняки, доломиты, ангидриты, являющиеся осадками неглубоких морских и лагунно-заливных фаций. В этих отложениях развиты карстовые провалы, пещеры с подземными реками и озерами. Для нее характерно наличие рудных концентраций меди, свинца, цинка и др.

Сильные восходящие движения предкелловейской и последующими орогеническими фазами привели к последующим литогенетическим преобразованиям средне- и верхнеюрской толщи. В процессе литогенеза в углеродисто-глинистых отложениях средней юры концентрировались, в основном, элементы хемогенной группы (Pb, Zn, Cu, Au) активно накапливающиеся в условиях аэробного окисления органического вещества в глинистых минералах с высокой сорбционной емкостью. Глинистые осадки средней юры, по данным Корнеева Г.П. и Котова В.С., относятся к восстановительной сульфидной и сульфидно-сидеритовой фациям с содержанием захороненного органического вещества, первоначально превышающем 1 %. Такие условия обеспечивались гумидным климатом и обстановками захоронения осадков.

В зонах региональных перерывов в осадконакоплении (зона выклинивания верхнеюрской толщи, под хр. Лес) – на контактах средне- и верхнеюрской толщи, а также, верхнеюрской с нижнемеловой, нами отмечена сульфидная минерализация, выполняющая роль геохимически буферной среды. Характерные минералы зоны – железистые карбонаты, пирит, кальцит, халцедон.

Общие закономерности протекания постседиментационных процессов не отражают специфические особенности строения и развития региона, характеризующегося индивидуальными чертами развития и геолого-структурным строением. После проведенного анализа истории геологического развития региона и изучения фондового материала, нами проведены полевые геологические маршруты в течение ряда лет, с отбором образцов горных пород и воды на исследуемой структуре.

Результаты анализа с предварительной интерпретацией. Рентгенофлюоресцентный анализ образцов проводился на рентгеновском анализаторе Niton, который обычно применяется для экспрессного анализа при геохимических поисках по вторичным ореолам рассеяния. Среди результатов анализа выделяется повышенным содержанием породообразующий элемент Mn. На некоторых образцах его содержание достигает до 2595 г/т. Результаты рентгенофазового анализа по породообразующим минералам на их содержание, хорошо коррелируют с данными рентгенофлюоресцентного анализа по породообразующим элементам. Основными породообразующими минералами дейбук-харбукской свиты являются кварц, мусковит, альбит, клинохлор, кальцит и гипс (в порядке их убывания по представительности). Анализы проводились на геологическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова Бакшеевым И.А. которому автор выражает искреннюю благодарность.

Результаты анализа, проведенные в лаборатории физико-химических методов анализа ИГ ДНЦ РАН, на атомно-абсорбционном спектрометре Savant AAΣ (пламенная модификация) [Магомедов, Абдуллаев, 2018] показали следующие результаты (табл. 1):

Из приведённых результатов анализа следует, что содержание рудных элементов в отложениях антиклинали заметно превышает кларковые.

Химический состав и минерализация вод родников показывает что, они, вероятно, могли участвовать на стадии эпигенеза (в восстановительных условиях) в процессах выщелачивания верхнеюрско-нижнемелового карбонатного комплекса и сноса рудных минералов в эрозионные врезы свода антиклинали. Подземные воды из вышележащего карбонатного комплекса с обогащенными рудными компонентами при попадании в терригенный комплекс средней юры меняют pH среды и при участии органического вещества отлагают некоторые рудные элементы на глинистых минералах. Предполагается, что, в сводовой части антиклинали (до ее разрушения эрозией) могла существовать палеозона вторичного обогащения рудных минералов, таких как Mn, Fe, Al, Cr и др. В настоящее время в эрозионных врезах антиклинали активно протекают постседиментационные и постдиагенетические процессы с участием органического вещества глинистых сланцев и растительности.

Табл. 1. Содержания рудных элементов в средне- и верхнеюрских отложениях Дейбук-Харбукской антиклинали

Рудные минералы	**Au**, *г/т*	**Ni**, *г/т*	**Cu**, *г/т*	**Zn**, *г/т*	
Разброс показателя	0.20 - 0.46	8.90 - 99.30	5.0 - 14.20	6.0 - 40.00	
Среднее содержание	0.43	54.10	9.60	23.00	
Рудные минералы	**Fe**, *вес. %*	**Mn**, *г/т*	**Pb**, *г/т*	**Cr**, *г/т*	**Hg**, *г/т*
Разброс показателя	2.785 - 3.266 (27 850 – 32 660) *г/т*	167.10 - 2618.00	9.70 - 44.20	25,80 - 87.30	0.053 - 0.075
Среднее содержание	**30 260** *г/т*	**1392.55**	26.95	56,55 *г/т*	0,064

Обнаруженные концентрации элементов с переменной валентностью (Mn, Fe, Cr) говорят о том, что в верхах среднеюрской толщи имело место усиление окислительных процессов, нахождение пирита и сидерита в толще - о восстановительной обстановке среды. Результаты исследований подтверждают нестабильность окислительно-восстановительных условий среды формирования осадков, которое связано с прибрежно-морскими условиями их образования и накопления в период отступающегося верхнеюрского моря.

Концентрация рудоносных сульфидов возможна вдоль береговой линии в периоды перерывов в осадконакоплении [Поливода, 1975, 1978, 1980, 2007 и др.]. Согласно концепции Н.К. Паливода выделяются два этапа формирования руд: осадочный и метаморфогенно-сульфидизационный. В первом этапе металлы накапливаются в прибрежно-морской зоне в карбонатной, сульфидной и силикатной формах из истинных растворов, сносимых водами континентального стока, и, частично, механическим путём. Второй этап - перекристаллизация кварца, карбонатов и сульфидов, т.е. в постседиментационных процессах порода почти полностью теряет свой осадочный облик.

При изменении кислого состава раствора на щелочной, многие металлы осаждаются. В условиях геологической среды антиклинали это происходит путем проникновения по глубинным трещинам и зонам тектонических контактов, циркулирующих в нижне- и среднеюрских терригенных породах растворов в вышележащие верхнеюрско-меловые карбонатные отложения, являющиеся геохимическим барьером для многих рудоносных элементов растворов.

Средняя подсвита дейбук-харбукской свиты средней юры характерна проявлением минерального вида «харбукит» [Магомедов, 2018] – на своде антиклинали (дно эрозионного вреза). Мощность зоны его проявления по GPS-навигатору составляет примерно 230-250 м. Отложения, слагающие структуру, разбиты сложной сетью поверхностных разрывных нарушений, состоящей из различно ориентированных и разной протяженности отдельных разломов и трещин (рис. 1).

Обнаруженный минеральный вид локализуется только в одном из многочисленных оврагов эрозионной сети антиклинали. Его проявление прослеживается на всем протяжении отмеченного на рисунке 1 оврага, ниже уреза воды. Зона окисления в эрозионном врезе охватывает лишь верхний слой осадка мощностью от долей до первых десятков сантиметров. В ней, окислительно-восстановительный потенциал (Eh), имеет положительное значение. Анализ образцов с минеральным видом показал следующие результаты: Fe (вес. %) - 2,774 (27 740 г/т); Cu - 10.5 г/т; Zn - 26.3 г/т; Mn - 975.4 г/т; Pb - 24.0 г/т; Ni - 56.7 г/т; Cr - 60.50 г/т; Hg - 0.075 г/т; Au - 0.21 г/т. Анализ самого минерального вида на Mn показал, что содержание элемента составляет 1400 г/т, что почти в 2 раза выше чем во вмещающем его образце и кларкового содержания (более чем в 15 раз). Предполагаем, что это - новый минеральный вид «образованный» биогеохимическим путем на глинистых сланцах из подземных вод источников и родников, впадающих в речку (при достижении геохимического и температурного барьера с участием железобактерий и высших окислов марганца) в специфических геологических условиях, созданными последующими тектоническими фазами развития региона. Вероятно, он характерен для структур Сланцевого Дагестана.

Железо является наиболее распространенным лимитирующим элементом в этих отложениях и играет ключевую роль в окислительно-восстановительных реакциях зоны региональных перерывов и эрозионных врезах антиклинали. Фотоферротрофные бактерии используют Fe^{2+} в качестве донора электронов и энергию света для усвоения углерода в нейтрофильной среде (pH 5,5-7,2), образуя оксиды Fe^{3+} в качестве отходов, которые выпадают в осадок в виде минерального образования. Окисление Fe(II) является механизмом, с помощью которого бактерии получают доступ к источникам углерода для удовлетворения своих метаболических потребностей. Окисляющие железобактерии колонизируют переходную зону, где бедная кислородом вода из анаэробной среды поступает в аэробную среду. Окисление Fe^{2+} до Fe^{3+} дает очень мало энергии клетке по сравнению с другими хемолитотрофными процессами метаболизма [Курбатов, 2014].

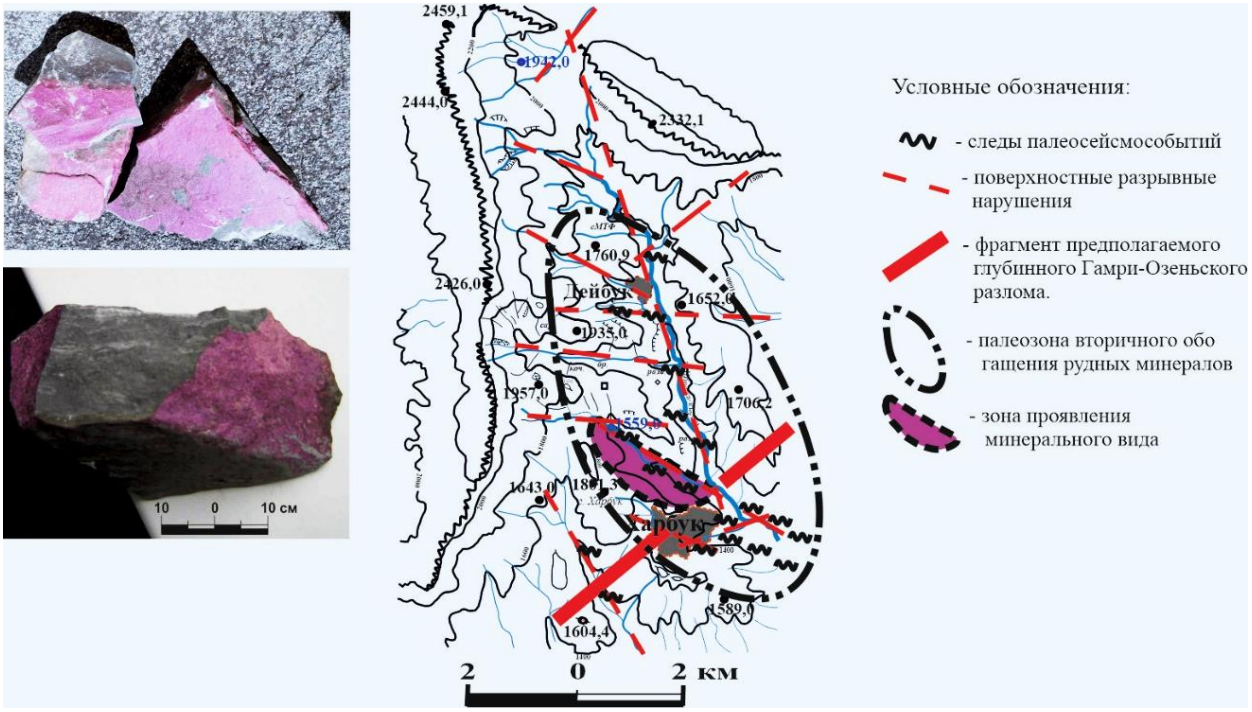


Рис. 1. Минеральный вид «харбукит» (по названию близлежащего селения) и зона его проявления на топографической основе (выделена цветом)

Поэтому клетка должна окислять большое количество Fe^{2+} для удовлетворения своих метаболических потребностей. Одновременно бактерии способствуют и процессу минерализации. В зимнее время поступает существенно меньше солнечной энергии в эрозионные врезы – фотоферротрофные бактерии «угнетены» (меняется цвет минерального вида с вишнево-красного на коричнево-бурый). В летнее время проникновение света ограничивает окисление Fe(II) в толще воды – в этих условиях высшие оксиды марганца оказывают желаемое окисляющее действие и как следствие, меняется цвет минерального вида на вишнево-красный. Конечно, скорость осаждения минерального вида может регулироваться расходом воды, концентрациями и т.п. При прочих равных условиях зимой и летом реакции перехода восстановленной формы железа и марганца в окисленные будут протекать с разной скоростью, поэтому и цвет осадка может меняться (в зависимости от интенсивности осаждения оксидов). Однако, расход реки (соответственно и минерализация) в течение года за исключением весенне-летнего сезона - периода эпизодических и кратковременных (в течение нескольких десятков минут или часы, редко, суток) грозовых дождей, практически не меняется.

Заключение. В эрозионных врезах ядра антиклинали в настоящее время протекают интенсивные постседиментационные и постдиагенетические процессы с участием органического вещества глинистых сланцев и растительности, в условиях отсутствия в осадке химического равновесия (зарождение, рост и одновременное разрушение минеральных «образований» и их ассоциаций).

Результаты проведенных исследований показывают, что, содержание некоторых рудных элементов в отложениях антиклинали заметно превышает кларковые. К особенностям средне- и верхнеюрских отложений антиклинали относится повышенное, выше кларкового, содержание золота и других рудных элементов в породах. В среднеюрской толще выделена зона проявления минерального вида.

Литература

Голубятников В.Д. Геологическая карта горной части Дагестанской АССР. Министерство геологии и охраны недр СССР. ВСЕГЕИ. 1956 г

Голубятников В.Д. Геологическая карта Дагестанской АССР. Министерство геологии СССР. ВСЕГЕИ и Дагестанское геологическое отделение. 1948 г

Курбатов А.Ю. Диссертация на соискание уч. ст. к.т.н. по специальности «Физическая химия». Интенсификация процесса очистки воды от железа с применением волновых гидродинамических устройств. РХТУ им. Д.И. Менделеева. Москва, 2014. 119 с.

Магомедов Р.А. Геолого-тектонические условия, геодинамическая позиция и современная сейсмичность Восточного Кавказа //Геология и ресурсы Кавказа. Труды ИГ ДНЦ РАН. Выпуск № 2(69). 2017. С. 13-32.

Магомедов Р.А. Литолого-стратиграфическая характеристика дейбук-харбукской свиты средней юры в разрезе одноименной антиклинали //Геология и ресурсы Кавказа. Труды ИГ ДНЦ РАН. Выпуск № 3(78). 2019. С. 34-44.

Магомедов Р.А., Абдуллаев М.Ш. Первые результаты литолого-геохимических опробований юрских отложений Дейбук-Харбукской антиклинали //Геология и ресурсы Кавказа. Труды ИГ ДНЦ РАН. Выпуск № 2(73). 2018. С. 4-12.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. “Недра”. М., 1968. 484 с.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963. 240 с.

Паливода Н.К. Проблема поисков колчеданных руд прибрежного формирования в условиях пульсирующей трансгрессии океана в Баймакском рудном районе Южного Урала и на Восточном Кавказе. Тр. ИГ ДНЦ РАН, 2007, вып. 51.- С. 111-121.

Паливода Н.К., Паливода А.А. Новое о генезисе стратиформного медноколчеданного месторождения Кизил-Дере в Дагестане в связи с находками фаунистических остатков в рудах. ДАН СССР. Т. 225, № 2. 1975, с. 426-427.

Паливода Н.К., Паливода А.А. О продолжительности накопления рудного вещества в прибрежно-морской зоне и его возможных континентальных источниках при формировании медноколчеданных и полиметаллических месторождений Дагестана. Тр.ИГ Даг. ФАН СССР. Вып. 4 (24). 1980.- С. 72-79.

Паливода Н.К., Паливода А.А. Органогенно-хемогенное рудообразование и роль метаморфизма в формировании меднопирротинового месторождения Кизил-Дере в Дагестане. Литология и полезные ископаемые. № 2. 1978.- С. 95-111.

Post-sedimentation processes in the shale Dagestan of the eastern Caucasus

Magomedov R.A.

Institute of Geology of the Dagestan Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences

The characteristic of post-sedimentation processes in the Jurassic deposits of Shale Dagestan is given. The results of geochemical testing and their preliminary interpretation are presented. The zone of mineral appearance is highlighted.

Keywords: sedimentary strata, diagenesis, ore minerals

УДК 553.046+553.068.368
Особый генетический тип бокситов провинции Фута Джаллон-Мандинго (Западная Африка)

Макарова М.А.[1,2], Боева Н.М.[1], Внучков Д.А.[1], Шипилова Е.С.[1], Слукин А.Д.[1], Лопухин М.А.[3], Мельников Ф.П.[1]

1 – *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер. 35, boeva@igem.ru*

2 – Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, frolikovam@gmail.com

3 – Федеральное государственное учреждение «Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых». Россия, 119180, Москва, ул. Большая Полянка, 54, lopuxin_max@mail.ru

Бокситы, выделяемые в особый генетический тип как химически-преобразованные бёмитсодержащие, несмотря на близость сущности процессов латеритизации и перераспределения вещества с классическими *in situ* бокситами, имеют ряд отличий, которые позволяют их выделить в самостоятельный генетический тип. Это, прежде всего, очень высокое качество и повышенные содержания моногидрата алюминия (бёмита), изменения в пределах собственно латеритного покрова геохимической зональности с прямой на обратную (отсутствие верхнего железистого горизонта) и исчезновение реликтов текстур материнских пород в наиболее интенсивно гелефицированных (гелеморфных) их разновидностях. Все это обязано образованию бокситов по обеленному глинизированному коренному субстрату под отложениями серии Сангареди.

Ключевые слова: бёмитсодержащие бокситы, химически-преобразованные бокситы

В процессе изучения на северо-западе провинции Фута Джаллон-Мандинго (ФДМ) осадочно-латеритных бокситов, образовавшихся по отложениям серии Сангареди, под ними были выявлены особенные бокситы, развитые по коренным породам ложа серии Санагреди. Особенно широко они развиты на ряде месторождений в западной части провинции. Благодаря сохранившимся залежам

бокситов по водно-осадочным отложениям серии Сангареди, удалось установить их тесную пространственную и генетическую связь (Мамедов и др., 2020, Мамедов и др., 2021). Благодаря лучшей сохранности они впервые были использованы как возрастной репер при картировании средне-позднемиоценовой выровненной поверхности - Главной бокситоносной поверхности провинции ФДМ (Мамедов и др., 2022). Осадочно-латеритные и бёмитсодержащие бокситы к настоящему времени большей частью уничтожены эрозионно-денудационными процессами, но их остаточная сохранность повлияла в целом на более высокое качество бокситов ФДМ (Мамедов и др., 2021).

Выявление условий и механизма образования высококачественных бёмитсодержащих бокситов, выделенных в особых тип – химически-преобразованных бокситов, представляет несомненный интерес. Материнские коренные породы до их превращения в бокситы под отложениями серии Сангареди, так же, как и сами отложения серии, претерпели обеление (восстановление и вынос железа) как это зачастую наблюдается под современным аллювием. Особенно эффективно эти процессы действовали в выступах микрорельефа в ложе серии Сангареди. Рядом на пониженных участках таковые либо не образовывались (преимущественно) либо имели очень небольшую мощность. Очень низкое содержание железа в этих бокситах объясняется тем, что оно практически не поступало из вышезалегающих обеленных ранее осадочно-латеритных бокситов.

Инфильтрация через мощную толщу светлых маложелезистых осадочно-латеритных бокситов приводит к мобилизации и перераспределению с поровыми растворами в нижние горизонты преимущественно соединений алюминия (Макарова и др., 2019). При этом, высокая концентрация алюминия в поровых растворах приводит к образованию криптокристаллического бёмита. Из теории минералообразования известно, что нанокристаллические новообразования характерны именно для сильно пересыщенных растворов.

На примере колонковой скважины на месторождении НДангара (рис. 1) с геохимической диаграммой главных породообразующих компонентов хорошо видна закономерность увеличения снизу вверх содержаний Al_2O_3 и Al_2O_{3mono}, в отличие от классических латеритных разрезов. Максимальные значения этих компонентов отмечаются непосредственно под остатками осадочно-латеритных бокситов, то есть в ложе обеленных латеритизированных коренных пород. При этом привнос (абсолютное накопление) этого компонента, по отношению к коренному субстрату составляет громадную величину - более 800 кг/м^3, то есть еще почти два объема равных исходному. Факт столь мощного абсолютного накопления глинозема позволил назвать такие бокситы химически-преобразованными бёмитсодержащими, отличными от классических латеритных.

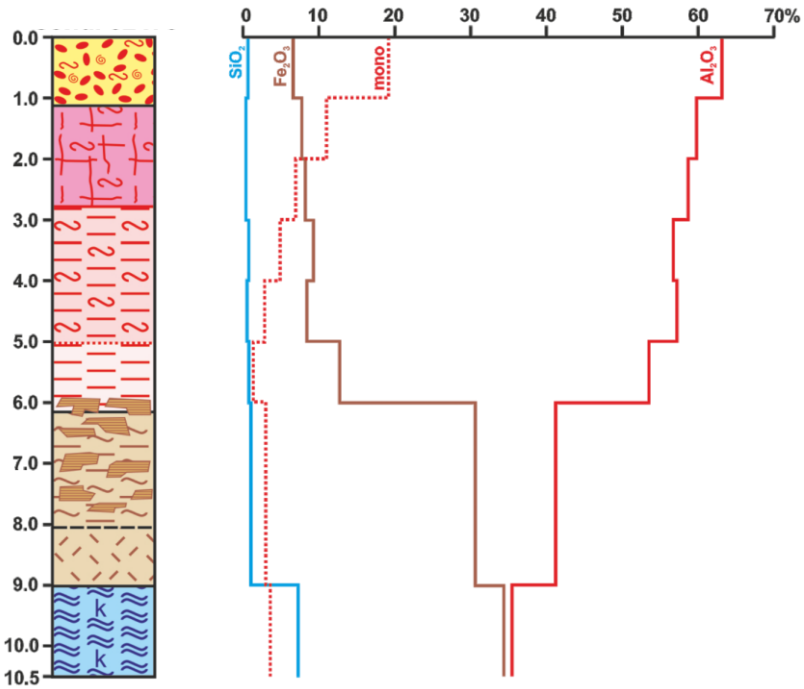


Рис. 1. Образование инфильтрационно-метасоматических гиббсит-бёмитовых гелеморфных бокситов под осадочно-латеритными бокситами по отложениям серии Сангареди, месторождение Дангара

Если выстроить ряд от слабогелефицированных к интенсивно гелефицированным, до гелеморфных, то визуально можно наблюдать, как происходят изменения внешнего облика пород (рис. 2). Слабая гелефикация проявляется в осветлении бокситов при сохранении рисунка текстур

материнских пород (рис. 2а) – полосчатости для бокситов *in situ*. В шлифах гелефицированные бокситы оптически изотропны. При интенсивном развитии гелефикации, т.е. массовому привносу алюмогеля, боксит утрачивает признаки структур исходных пород и постепенно переходит в гелеморфный афанитовый (рис. 2в). Алюмогель местами подвергается раскристаллизации с образованием тонкокристаллического гиббсита.

Рентгенодифрактометрические исследования показали, что гелефицированные бокситы нередко содержат повышенное количество бёмита (т.е. $A_{l2}O_{3mono}$) по сравнению с классическими *in situ*. Бёмит как правило приурочен к участкам гелефикации – развития алюмогеля.

Гелеморфная белая масса сложена алюмогелем, который не только заполняет пространство между фрагментами, но и активно их корродирует и образует тонкие жилки и лапчатые выделения. Местами алюмогель раскристаллизовывается и имеет микро-тонкозернистое строение. Эти участки сложены гиббситом. В зависимости от количества алюмогелевой цементирующей массы и степенью корродирования фрагментов, наблюдается переход от гелефицированных к гелеморфным бокситам.

Гелеморфные бокситы преимущественно сложены оптически изотропным алюмогелем, образующим концентрически ритмично-зональные агрегаты, либо массивную афанитовую текстуру. В большинстве случаев алюмогель имеет показатель преломления более высокий, чем у гиббсита, что свидетельствует о наличии в его составе бёмита или аморфной фазы, близкой по составу бёмиту. Это подтверждается микрозондовыми исследованиями.

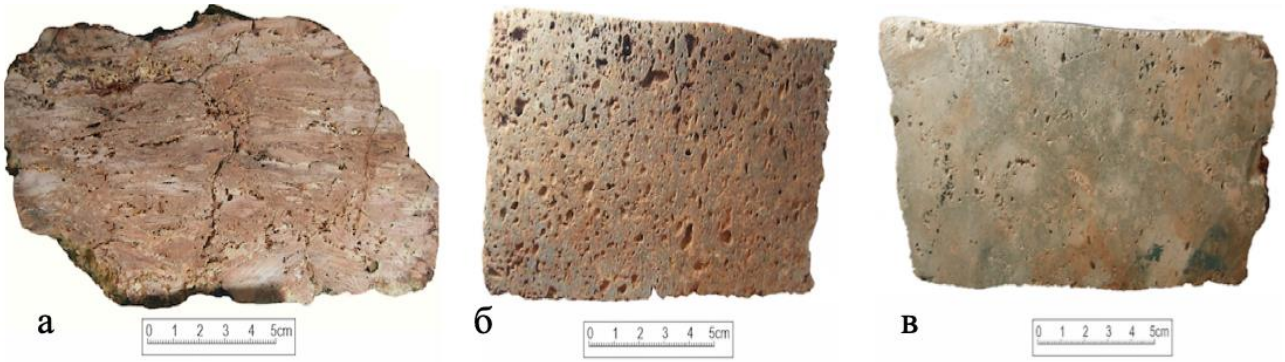


Рис. 2. Развитие гелефикации в бокситах: а - боксит псевдоморфный; б - боксит псевдоморфный гелефицированный; в – боксит гелеморфный афанитовый

В оолитовых гелеморфных бокситах алюмогель слагает как сами оолиты, так и цемент между ними, имеющий афанитовую структуру. Оолитовые каймы практически полностью сложены бёмитом, тогда как цемент и бёмитом, и гиббситом. Оолиты в той или иной степени характерны для всех гелеморфных бокситов.

В зонах ожелезнения алюмогель замещается железом и переходит в ферриалюмогель, а он, в свою очередь в ферри- и гематогель. Ферри- и гематогель замещает вещество гелеморфных бокситов, развиваясь в виде прожилков и гнезд. Местами среди железистых новообразований наблюдается вторичный крупный гиббсит, имеющий полисинтетическое двойникование и размеры до 1-3 мм. Иногда он наряду с ферригематогелем выстилает стенки каверночек.

Как было показано, процесс гелефикации – это процесс привноса светлого глиноземистого вещества, а также пропитки и замещение им железистого вещества. Проникновение глиноземистого вещества происходит по ослабленным зонам, которые характерны исходным текстурам породы. Например, по напластованию материнских алевро-аргиллитов, или по плоскостям отдельности, микротрещинам и порам долерита проникновение происходит легче и процессы гелефикации наследуют исходную текстуру.

В более плотных породах, как это бывает в глинах по массивным алевро-аргиллитам или алевролитам, привносимый глинозем формирует зародыши микрооолитов (0.2 мм), которые в процессе продолжающейся латеритизации – разложения каолинита и привноса глиноземистого вещества превращаются в оолитовые бокситы – разновидность полностью гелеморфных образований. Чаще они образуются по осадочным глинам серии Сангареди, но нередко и по глинам коренного субстрата.

Бокситы, выделяемые как химически-преобразованные, несмотря на близость сущности процессов латеритизации и перераспределения вещества с классическими бокситоносными латеритными покровами, имеют ряд отличий, которые позволяют их выделить в самостоятельный генетический тип. Это, прежде всего, очень высокое качество и повышенные содержания моногидрата алюминия, изменения в пределах собственно латеритного покрова геохимической зональности с прямой на обратную (отсутствие верхнего железистого горизонта) и исчезновение реликтов текстур материнских пород в наиболее интенсивно гелефицированных (гелеморфных) их разновидностях. Все

это обязано образованию бокситов по обеленному глинизированному коренному субстрату под отложениями серии Сангареди.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН "Структурно-химические неоднородности и парагенетические ассоциации минералов как отражение процессов петро- и рудогенеза" № 121041500220-0, аналитические исследования проведены в ЦКП "ИГЕМ АНАЛИТИКА".

Литература

Макарова М.А., Мамедов В.И., Алехин Ю.В., Шипилова Е.С. Уникальная роль поровых растворов при образовании бокситов в латеритных корах выветривания (Гвинейская Республика // Доклады Академии Наук, серия Геохимия. – 2019. – Т. 489, – № 1. – С. 60–64.

Мамедов В.И., Макарова М.А., Боева Н.М., Слукин А.Д., Шипилова Е.С., Бортников Н.С. Главные процессы и стадии формирования уникального месторождения бокситов Сангареди (Западная Африка) // Доклады РАН. Науки о земле. – 2020. – Т. 492. – № 1. – С. 1–7.

Мамедов В.И., Макарова М.А., Боева Н.М., Внучков Д.А., Бортников Н.С. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка). Часть II: Влияние состава материнских пород на распространенность и качество бокситов // Геология рудных месторождений. – 2021. – Т. 63, – № 5. – С. 1-28.

Мамедов В.И., Макарова М.А., Зайцев В.А. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка). Часть III: влияние геоморфологического фактора и возраста рельефа на распределение, масштабы и качество залежей бокситов // Геология рудных месторождений. – 2022. – Т. 64, – № 5. – С. 1–30.

A specific genetic type of bauxite from Futa Jallon-Mandingo Province (West Africa)

Makarova M.A.[1,2], Boeva N.M.[1], Vnuchkov D.A.[1],Shipilova E.S.[1], Slukin A.D.[1], Lopuhin M.A.[3]

[1] Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS; Russia, 119017, Moscow, Staromonetny 35, boeva@igem.ru

[2] Lomonosov Moscow State University, Russia, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskie Gory, frolikovam@gmail.com

[3] Federal State Institution "State Commission for Mineral Reserves". Russia, 119180, Moscow, st. Bolshaya Polyanka, 54, lopuxin_max@mail.ru

Chemically transformed boehmite-containing bauxites are a separate genetic type of bauxite, despite the similarities of the lateritization process and the process of redistribution of matter with classical in situ bauxites. Such bauxites have a number of differences that allow them to be distinguished into an independent genetic type. Higher quality and increased content of aluminum monohydrate (boehmite), changes within the laterite cover proper of geochemical zoning from direct to reverse (absence of the upper ferruginous horizon) and the disappearance of relict textures of parent rocks in the most intensely gelified (gelemorphic) varieties of them. This is due to the formation of bauxite on a whitewashed clay-based bedrock substrate under the deposits of the Sangaredi series.

Keywords: boehmite-containing bauxites, chemically-transformed bauxites

УДК [552.513:552.143:551.242.22] (571.63)
Вещественный состав и геодинамическая природа фанерозойских отложений Лаоелин-Гродековского террейна (Западное Приморье)

Малиновский А.И.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН. Россия, 690022, г. Владивосток, Проспект 100-летия Владивостока, 159, malinovsky@fegi.ru

Рассмотрены результаты изучения вещественного состава фанерозойских терригенных отложений Лаоелин-Гродековского террейна (Западное Приморье). Полученные результаты свидетельствуют, что отложения террейна существенно отличаются по составу и, соответственно, формировались в различных палеогеодинамических обстановках за счет разрушения различных источников питания.

Ключевые слова: геодинамика, источники питания

Всестороннее изучение вещественного состава терригенных пород, принимающих участие в строении осадочных бассейнов, фрагменты, которые устанавливаются в террейнах древних орогенных поясов, расположенных на восточной окраине Азиатского континента, имеет важнейшее значение для более полного понимания истории формирования и развития как самих террейнов, так и всей глобальной тектонической структуры Дальнего Востока России.

Лаоелин-Гродековский террейн – одна из важнейших тектонических структур восточной окраины Евразии. Он, совместно с раннепалеозойскими террейнами Бурея-Цзямусы-Ханкайского орогенного пояса, составляет фрагмент восточного окончания Центрально-Азиатского складчатого пояса, разделяющего Сибирский и Сино-Корейский кратоны (Геодинамика…, 2006). Террейн является складчатой структурой, образованной силурийскими, пермскими и верхнетриасовыми осадочными и вулканогенными образованиями, сильно дислоцированными и прорванными интрузиями гранитов.

Раннесилурийчская кордонкинская свита (2000 м) образована песчаниками, алевролитами, аргиллитами, сланцами, туфами, базальтами и андезитами, конгломератами и кремнистыми породами. Ранне-среднепермская решетниковская свита (2100 м) в нижней части состоит из песчаников с прослоями алевролитов, аргиллитов, конгломератов, а в верхней преобладают глинисто-алевритовые породы. Среднепермская барабашская свита (850-2100 м) сложена базальтами, андезитами, риолитами, туфами, туфобрекчиями, песчаниками, алевролитами, прослоями и линзами конгломератов и известняков. Верхнетриасовые отложения представлены мангугайской свитой (380-550 м), состоящей из песчаников, алевролитов, аргиллитов, конгломератов, туфов, пластов и линз углей, и тальминской свитой (600-800 м), сложенной дацитами, риолитами, андезитами, их туфами, а также пачками и линзами конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов.

Изучены различные стороны вещественного состава песчаных пород. Песчаники кордонкинской свиты по породообразующим компонентам (кварца 13-22%, полевых шпатов 32-46%, обломков пород 34-49%) соответствуют кварцево-полевошпатовым грауваккам (Шутов, 1967). Решетниковские песчаники относятся к полевошпатовым аркозам и полевошпатово-кварцевым грауваккам (кварца 37-47%, полевых шпатов 25-37%, обломков пород 22-32%). Песчаники барабашской свиты являются кварцево-полевошпатовыми граувакками, приближаясь к полевошпатовым аркозам (28-35% кварца, 34-44% полевых шпатов и 25-33% обломков пород). Мангугайские песчаники относятся к полевошпатово-кварцевым грауваккам (кварца 33-40%, полевых шпатов 21-33%, обломков пород 31-41%). Песчаники тальминской свиты содержат 22-27% кварца, 24-35% полевых шпатов и 41-54% обломков пород и относятся к кварцево-полевошпатовым грауваккам.

Среди тяжелых обломочных минералов песчаников кордонкинской свиты наиболее распространены минералы, связанные с основными и ультраосновными породами (в сумме до 92%): хромит (до 88%), амфибол (до 50%), пироксен (до 30%), эпидот (до 21%), магнетит (до 9%). Минералов, связанных с разрушением кислых изверженных и метаморфических пород мало (в сумме не более 8%). Среди тяжелых минералов песчаников пермского и триасового возраста доминируют минералы связанные с кислыми изверженными и метаморфическими породами. Преобладает циркон (обычно более 50%), меньше турмалина, граната, сфена, редки апатит, рутил, анатаз. Магнетита, хромита, эпидота, пироксена, амфибола значительно меньше.

Песчаные породы кордонкинской свиты характеризуются низкими содержаниями SiO_2 (54,50-57,75%), но высокими TiO_2 (0,61-1,19%), Al_2O_3 (12,22-16,66%), $FeO+Fe_2O_3$ (6,63-9.26%) и MgO (2,36-7,83%), а также типичным для граувакк отношением $Na_2O/K_2O<1$. По классификации (Петтиджон и др., 1976) породы относятся к грауваккам. По своим химическим параметрам породы перми и триаса имеют определенные сходства и различия. Содержание SiO_2 колеблется от 66,90-71,66% в песчаниках тальминской свиты, до 75,22-86,89% – решетниковской. Также заметны различия и в содержаниях других оксидов. Общим для терригенных пород этого возрастного диапазона является преобладание K_2O над Na_2O, особенно высокое в песчаниках решетниковской свиты. По геохимической классификации решетниковские песчаники соответствуют аркозам и, частично, лититовым аренитам. К типу лититовых аренитов также относится некоторая часть песчаников из отложений барабашской и мангугайской свит. Большая же часть песчаников этих свит, а также породы тальминской свиты определяются как граувакки.

Суммарные концентрации РЗЭ в песчаных породах террейна относительно невелики и варьируют от 76-140 г/т в песчаниках кордонкинской свиты до 125 до 189 г/т в породах мангугайской. Спектры распределения РЗЭ характеризуются умеренной степенью фракционирования: La_N/Yb_N от 3,58–8,97 в кордонкинской свите, до 6,20-11,54 в барабашской. Для спектров распределения в песчаниках кордонкинской свиты свойственно отсутствие либо слабо выраженная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu*=0,71-1,14), в то время как в породах перми и триаса отрицательная европиевая аномалия четко выражена (Eu/Eu*=0,48-0,84). По сравнению с PAAS песчаники, как правило, незначительно обеднены большинством элементов.

Обобщение и палеогеодинамическая интерпретация всей совокупности полученных данных по вещественному составу терригенных пород террейна позволило установить следующее.

Формирование отложений раннесилурийской кордонкинской свиты происходило в бассейне, связанном с океанической островной дугой. Областью их питания была сама дуга, сложенная основными и средними вулканитами, а также магматические и осадочные образованиями, входившими в состав ее фундамента. Несмотря на различия в вещественном составе пород перми и триаса, его геодинамическая интерпретация, в целом, свидетельствует, что осадконакопление, вероятно, происходило в бассейнах, связанных с обстановкой трансформного скольжения литосферных плит. Отложения накапливались, главным образом, за счет разрушения кислых изверженных пород, при незначительной доле участия основных-средних вулканитов, а также обогащенных древними компонентами осадочных пород.

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

Литература

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / А. И. Ханчук [и др.]; под ред. А. И. Ханчук. – Кн. 1. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 572 с.

Петтиджон, Ф. Дж. Пески и песчаники / Ф. Дж. Петтиджон, П. Поттер, Р. Сивер. – М.: Мир, 1976. – 535 с.

Шутов В. Д. Классификация песчаников / В. Д. Шутов // Литология и полез. ископаемые. – 1967. – № 5. – С. 86–102.

The material composition and geodynamic setting of the Phanerozoic deposits of the Laoeling-Grodekovo terrane (Western Primorye)

Malinovsky A.I.

Far Eastern Geological Institute FEB RAS, Russia, 690022, Vladivostok, Prospekt 100-letiya Vladivostoka 159, malinovsky@fegi.ru

The results of studying the material composition of the Phanerozoic terrigenous deposits of the Laoeling-Grodekovo terrane (Western Primorye) are considered. The results obtained indicate that the terrane deposits differ significantly in composition and, accordingly, were formed in different paleogeodynamic settings due to the destruction of various sources area.

Keywords: geodynamics, power sources

УДК 553.612

Особенности геологического строения и полезные ископаемые мамонской песчано-каолиновой толщи (ПКТ) на примере месторождения Козынка (Воронежская область)

Мануковский С.В.

Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, manukovsky@inbox.ru

Рассматривается состояние минерально-сырьевой базы каолинов в европейской части России (размещение известных месторождений). Ситуацию с огромным дефицитом каолинового сырья призваны решить изучение, разведка и постановка на госбаланс месторождений, связанных с песчано-каолиновой мамонской толщей верхнего девона и приуроченных к новой каолиновой провинции на юго-востоке Воронежской антеклизы. Основная часть материалов посвящена представлению, характеристике разведанного месторождения каолинов и кварцевых песков Козынка с уже утвержденными запасами указанных полезных ископаемых.

Ключевые слова: каолин, кварцевые стекольные пески, глины, запасы.

Состояние МСБ каолинов в РФ и значение ПКТ. Современные политические и экономические реалии Российской Федерации свидетельствуют о серьезной зависимости внутреннего рынка неметаллического сырья от импорта таких видов полезных ископаемых, как бентониты, каолины, барит, графит, асбест. В большей мере это объясняется тем, что основные горнодобывающие предприятия, связанные с этими минерально-сырьевыми ресурсами, ныне находятся вне пределов России, на территории республик бывшего СССР.

В частности, более 80% промышленных запасов каолинов сосредоточены теперь в суверенных государствах – на Украине и в Казахстане. Доля России от общемировых запасов этого вида неметаллического полезного ископаемого составляет на современном этапе первые проценты. Не лучше обстоит дело и с обогащенным каолином: годовой уровень его производства почти на порядок меньше общегосударственных потребностей.

На территории европейской части Российской Федерации нет ни одного промышленного месторождения каолинов. Транспортировка сюда сырья с ближайших отечественных месторождений (южноуральских) экономически невыгодна. Россия, в силу этих обстоятельств, вынуждена была, до недавнего времени, импортировать обогащенный каолин, в основном, из Украины (примерно 700 тыс. т), уровень добычи которого там более, чем на порядок превышал российский.

В связи с государственной политикой, направленной на импортозамещение, необходимость создания конкурентноспособной отечественной отрасли по добыче и производству каолинов особенно актуальна. Возрастает интерес ко всем каолинитсодержащим геологическим объектам и, в частности, к мамонской толще. Разработка каолина на месторождении Козынка позволит обеспечить сырьем ближайшие предприятия на территории европейской части РФ.

Песчано-каолиновая мамонская толща развита на территории юго-юго-востока Воронежской, частично, востока Белгородской, севера Ростовской и северо-запада Волгоградской областей. Общая площадь исследований составила около 28 тыс. км^2 (Савко, Мануковский, Шевырев, 2009).

Толща залегает на глубинах от первых метров в речных долинах до 200 м на водоразделах, имеет мощность от 5-10 до 150-200 м и сложена преимущественно продуктами переотложения каолиновых кор выветривания на породах кристаллического фундамента (Савко, Щеголев, 1979; Савко, 1979). Разрез толщи представлен континентальными глинисто-песчаными образованиями, на крайнем востоке своего распространения переходящими в песчано-глинистые морские отложения с тонкими прослоями органогенных известняков. Для рассматриваемых пород обычно характерна невысокая степень сортировки, хотя встречаются хорошо сортированные кварцевые пески и почти мономинеральные каолинитовые глины. Для первоочередного изучения могут быть рекомендованы перспективные площади с наиболее благоприятными условиями залегания мамонской толщи - в долинах Дона, Тулучеевки, Меловатки и Мамоновки. Мощность перекрывающего аллювия на отдельных участках не превышает первых метров: с. Осетровка - 7, с. Подколодновка - 6, п. Петропавловка – 8 м.

История изучения месторождения Козынка. Месторождение каолинов и кварцевых песков Козынка (площадью 228 га) расположено в 12 км западнее г. Калач Воронежской области. На территории, расположенной в радиусе до 30 км от месторождения, ранее было выявлено 7 перспективных участков вторичного каолина, связанных с песчано-каолиновой мамонской толщей верхнего девона (Савко, 1990; Савко и др., 2018). Они приурочены к долинам левых притоков Дона с минимальной мощностью вскрыши. Полезная толща участков Петропавловский, Красноселовский, Ширяево, Нижнемамоновский, Репьяховский, Меловатка и Морозовский представлена чередованием прослоев кварцевых разнозернистых каолинизированных песков и каолинитовых глин различной мощности.

В 1979-82 гг. Придонской ГРЭ были проведены поиски вторичных каолинов на участках Меловатка, Репьяховский, Морозовский. Запасы участков, не были поставлены на баланс, материалы не направлялись на экспертизу в ГКЗ, они являлись авторскими. Следует заметить, что работы в центральной и северо-западной частях участка Морозовский, пространственно совпадают с месторождением Козынка.

В 1999-2000 г.г. А.Д. Савко и С.В. Мануковский провели работы по «Составлению комплекта карт масштаба 1:100 000 песчано-каолиновой мамонской толщи». В том же году в материалах XII Международного совещания по РКВ в г. Москве отложения песчано-каолиновой мамонской толщи на юго-востоке Воронежской антеклизы оцениваются авторами, впервые, как новая каолиновая провинция России (Савко, Мануковский, 2000).

В 2008 г. А.Д. Савко, С.В. Мануковский в монографии «Литология и полезные ископаемые мамонской песчано-каолиновой толщи Воронежской антеклизы» показали ее распространение, геологическое строение и вещественный состав. На основе серии карт (палеогеоморфологической, литолого-фациальных, структурных, изопахит) были выделены перспективные площади с прогнозными ресурсами каолинитовых глин и песчано-гравийных смесей. Все эти работы позволили нам обосновать перспективность площади месторождения Козынка.

В 2015-17 г.г. ООО «Акма-Универсал» проводит ГРР по «Геологическому изучению (поиски и оценка) твердых полезных ископаемых с целью выявления месторождения каолинов и кварцевых песков на участке «Козынка» Калачеевского района Воронежской области, с подсчетом запасов по состоянию на 01.01 2018 г.».

Геологическое строение, рудные горизонты и качество полезных ископаемых месторождения Козынка. Полезная толща на месторождении Козынка представлена континентальными песчано-каолиновыми отложениями *мамонской толщи (D_3 mm)*. Отложения толщи

это переслаивание кварцевых разнозернистых каолинистых, песков и каолинитовых, в различной степени алевритистых, ожелезненных глин.

Пески, преимущественно, плохо сортированы, от тонких до грубых, с включениями гравия и гальки кварца. Они относятся к аллювиальным русловым или к нерасчлененным делювиально-пролювиальным и аллювиальным фациям. В русловых аллювиальных фациях накапливались пески серые, кварцевые, крупно- и грубозернистые, косо-, реже неяснослоистые. Пески отсортированы, с невысоким содержанием пелитовых фракций; гравийные, с хорошо и угловато окатанной галькой кварца. К таким отложениям на месторождении Козынка относятся пески I горизонта, залегающие в нижней части вскрытой полезной толщи (подстилающие мощный пласт каолинитовых глин).

Нерасчлененные делювиально-пролювиальные и аллювиальные русловые отложения представлены песками плохо сортированными, кварцевыми, разнозернистыми, от мелко- до грубозернистых, алевритовыми, сильно глинистыми, до песчанистых глин. В толще несортированных песков, отмечаются прослои (от нескольких сантиметров до нескольких дециметров) песков с косой однонаправленной слоистостью; однородных, хорошо сортированных, преимущественно крупнозернистых. К ним на месторождении Козынка относятся пески, залегающие в средней (II горизонт) и верхней частях (III горизонт) полезной толщи (перекрывающие пласт каолинитовых глин).

Глины каолинитового состава приурочены к озерно-болотным или аллювиальным пойменно-старичным фациям. Глины озерно-болотного происхождения серые, темно-серые, сильно гумусированные, алевритистые, жирные на ощупь, с раковистым изломом, с автохтонными растительными остатками, часто углефицированными и пиритизированными; отмечаются неясная волнистая текстура и пятнистая окраска за счет неравномерного распределения гумуса.

Аллювиальные пойменно-старичные глины от светло-серых до серых, алевритистые, в различной степени запесоченные, с прослоями (от 0,2-0,5 до 20-30 см) песков мелкозернистых кварцевых, с редкими аллохтонными растительными остатками, жирные на ощупь, с раковистым изломом, с присыпками светло-серого песка по плоскостям напластования.

Учитывая выявленные при геологическом изучении особенности строения разреза полезной толщи, оценочные работы были проведены в южной части. Эта площадь, приуроченная к левобережной пойме р. Козынка, занимает 79,5 га. Она объединяет (в контуре разведочных выработок) категории C_2 на площади 57,4 га и C_1 на площади 22,1 га.

Чередование двух типов полезных ископаемых в разрезе продуктивной толщи вызывает необходимость выделения в пределах оценочной площади самостоятельных тел (горизонтов). Снизу верх по разрезу выделяются следующие горизонт полезных ископаемых и, соответственно, номера и категории блоков:

- I – горизонт кварцевых каолинитсодержащих песков (блоки C_1-I, C_2-I);
- II – горизонт каолинитовых глин (блоки C_1-II, C_2-II);
- III – горизонт кварцевых каолинитсодержащих песков (блоки C_1-III, C_2-III);
- IV – горизонт каолинитовых глин (блоки C_1-IV, C_2-IV);
- V – горизонт кварцевых каолинитсодержащих песков (блоки C_1-V, C_2-V);
- VI – горизонт каолинитовых глин (блоки C_1-VI, C_2-VI);
- VII – горизонт кварцевых каолинитсодержащих песков (блоки C_1-VII, C_2-VII);

На месторождении среди вскрытых тел полезных ископаемых наибольшая мощность характерна для нижних горизонтов. Так, средняя мощность I слоя кварцевых каолинитсодержащих песков в блоке C_1-I – 5,36 м; в блоке C_2-I – 5,60 м. В вышележащих горизонтах песков средняя мощность уменьшается: в III слое – 3,18-3,38 м; в V слое – 1,43-1,87 м; и в слое VII – 1,17-1,71 м. Та же тенденция прослеживается и в залегании глин. Средняя мощность самого нижнего II горизонта каолинитовых глин в блоке C_1-II – 4,69 м; в блоке C_2-II – 4,04 м. В вышележащих слоях каолинитовых глин их средняя мощность уменьшается: в IV слое – 1,41-1,32 м; в слое VI – 0,89-0,92 м.

1. Минеральный состав глин установлен по рентгеноструктурному и растровому электронно-микроскопическому анализам, глины относятся *к группе каолинитовых*.

2. Огнеупорные глины. По показателю огнеупорности глинистое сырье относится *к группе огнеупорных глин* (1580°С и выше).

3. Оновные глины. По содержанию Al_2O_3 глинистое сырье относится *к группе основных глин* (содержание глинозема в которой 28-38 %). Средневзвешенное содержание Al_2O_3 во всех блоках по рудным горизонтам каолинитовых глин (II, IV, VI) в пределах оценочной площади (категории запасов C_1+C_2) более 28 %.

По блоку C_1-II содержание Al_2O_3: min – 23,41; max – 36,20; средневзвеш. – 30,16 %;
по блоку C_1-IV содержание Al_2O_3: min – 25,66; max – 36,02; средневзвеш. – 31,81 %;
по блоку C_1-VI содержание Al_2O_3: min – 28,94; max – 35,14; средневзвеш. – 31,82 %;
по блоку C_2- II содержание Al_2O_3: min – 23,68; max – 36,39; средневзвеш. – 30,39 %;
по блоку C_2-IV содержание Al_2O_3: min – 25,66; max – 36,33; средневзвеш. – 32,44 %;
по блоку C_2-VI содержание Al_2O_3: min – 28,94; max – 35,54; средневзвеш. – 32,41 %.

4. По содержанию красящих оксидов (Fe_2O_3 и **TiO_2)** глинистое сырье неоднородно и относится *к разным группам - со средним и высоким их содержанием*. В верхних горизонтах (IV, VI) светло-серых, алевритистых каолинитовых глин средневзвешенное значение по блокам (C_1-IV, C_2-IV, C_1-VI, C_2-VI) содержания красящих оксидов соответствует группе глинистого сырья со средним их содержанием (Fe_2O_3 – 1,0-3,0 и TiO_2 -1,0-2,0 %).

По блоку C_1-IV содержание Fe_2O_3: min – 0,99; max – 4,25; средневзвеш. – 1,79 %;
содержание Ti O_2 : min – 0,59; max – 1,84; средневзвеш. – 1,45 %;
по блоку C_1-VI содержание Fe_2O_3 : min – 1,17; max – 3,64; средневзвеш. – 2,15 %;
содержание Ti O_2 : min – 0,59; max – 1,84; средневзвеш. – 1,45 %;
по блоку C_2-IV содержание Fe_2O_3: min – 0,99; max – 3,98; средневзвеш. – 1,57 %;
содержание Ti O_2 : min – 1,24; max – 1,80; средневзвеш. – 1,42 %;
по блоку C_2-VI содержание Fe_2O_3 : min – 0,82; max – 3,64; средневзвеш. – 1,96 %;
содержание Ti O_2 : min – 0,76; max – 1,73; средневзвеш. – 1,44 %.

В нижним горизонте (II), в котором помимо разновидности светло-серых, алевритистых глин, характерных для верхних горизонтов, отмечаются пестроцветные, в различной степени ожелезненные разности, средневзвешенное значение по блокам (C_1-II и C_2-II) содержания красящих оксидов соответствует группе глинистого сырья с высоким содержанием Fe_2O_3 >3,0 %. Содержание TiO_2 в глинах этих блоков также, как и в вышележащих, < 2,0 %.

По блоку C_1-II содержание Fe_2O_3: min – 1,17; max – 9,74; средневзвеш. – 4,39 %;
содержание Ti O_2 : min – 0,97; max – 1,71; средневзвеш. – 1,42 %;
по блоку C_2-II содержание Fe_2O_3 : min – 1,17; max – 9,76; средневзвеш. – 4,21 %;
содержание Ti O_2 : min – 1,18; max – 1,84; средневзвеш. – 1,42 %.

Для рационального подсчета запасов было проведено объединение верхних пяти небольших по мощности горизонтов в общий III горизонт (блоки C_1-III и C_2-III).

Оценка глинистого сырья III объединенного горизонта в блоках C_1-III и C_2-III проведена, согласно разработанным нами и затем утвержденным временным кондициям по ТУ 08.12.21-001-31263101-2020 «Каолин обогащенный месторождения «Козынка» для керамических изделий». Каолин обогащенный III горизонта по основным показателям (содержание Fe_2O_3, Al_2O_3, TiO_2, SiO_2, ППП) удовлетворяют требованиям, предъявляемым к марке – КОК-2. Он пригоден для производства светложгущегося керамического кирпича; для санитарно-строительной и хозяйственной керамики; для облицовочной и напольной глазурованной плитки; для керамогранита и неглазурованной керамической плитки светлых тонов в шихте совместно с более качественными каолинами.

Помимо выделения обогащенного каолина из III горизонта в блоках C_1-III и C_2-III должна быть проведена оценка песчаного сырья. Качество кварцевых песков, получаемых после обогащения глин, оценено по требованиям ГОСТ 22551-77 «Песок кварцевый… для стекольной промышленности».

Качество песков по средневзвешенным значениям по блокам C_1-III и C_2-III, соответствует марке ПС-250. Причем, по основному показателю (содержанию Fe_2O_3), пески немного «недотягивают» до марки ПБ-150, так как количество оксида железа составляет 0,18 и 0,19 %, соответственно.

Запасы полезных ископаемых месторождения Козынка (по горизонтам и категориям) приведены в таблице 1.

Табл. 1. **Сводная таблица запасов полезных ископаемых месторождения «Козынка»**

Запасы полезных ископаемых **I горизонта**, т				
Номера п/п	Категория запасов	Кварцевые каолинитсодержащие пески	Обогащенный каолин (фр. < 63 мкм)	Обогащенные кварцевые пески (фр. > 63 мкм); стекольные ПБ-150
1	**C_1**	**1 674 050**	**80 522**	**1 593 528**
2	**C_2**	**5 257 993**	**222 939**	**5 035 054**
3	**C_1+C_2**	**6 932 043**	**303 461**	**6 628 582**
Запасы полезных ископаемых **II горизонта**, т				
Номера п/п	Категория запасов	Каолинитовые глины	Обогащенный каолин (фр. < 63 мкм)	Обогащенные кварцевые пески (фр. > 63 мкм)
1	**C_1**	**1 583 715**	**1 334 597**	**-**
2	**C_2**	**3 796 540**	**3 205 419**	**-**
3	**C_1+C_2**	**5 380 255**	**4 540 016**	**-**
Запасы полезных ископаемых **III горизонта,** т				

Номера п/п	Категория запасов	Кварцевые каолинитсодержащие пески и каолинитовые глины	Обогащенный каолин (фр. < 63 мкм)	Обогащенные кварцевые пески (фр. > 63 мкм); стекольные ПС-250
1	**C_1**	**3 275 615**	**968 272**	**2 307 343**
2	**C_2**	**9 874 466**	**2 773 737**	**7 100 729**
3	**C_1+C_2**	**13 150 081**	**3 742 009**	**9 408 072**
Общие запасы обогащенных кварцевых песков и каолина **I, II, III горизонтов,** т				
Номера п/п	Категория запасов		Обогащенный каолин (фр. < 63 мкм)	Обогащенные кварцевые пески (фр. > 63 мкм); стекольные
1	**C_1**		**2 383 391**	**3 900 871**
2	**C_2**		**6 202 095**	**12 135 783**
3	**C_1+C_2**		**8 585 486**	**16 036 654**

Литература

Савко А.Д. Огнеупорные глины и каолины Воронежской антеклизы / В сб. Генезис и ресурсы каолинов и огнеупорных глин. Академия наук СССР, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии; ответственные редакторы: В.П. Петров, С.С. Чекин. Москва, 1990. – С. 35–47.

Савко А.Д. Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979. – 120 с.

Савко А.Д., Мануковский С.В. Новая каолиновая провинция России / В материалах XII Международного совещания по РКВ "Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий". Москва, 2000

Савко А.Д., Мануковский С.В., Крайнов А.В., Корабельников Н.А., Милаш А.В. Вторичные каолины девона Воронежской антеклизы на примере месторождения Козынка // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – Воронеж. – 2018. – № 2. – С. 20–28.

Савко А.Д., Мануковский С.В., Шевырев Л.Т. Литология и полезные ископаемые мамонской песчано-каолиновой толщи // Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. − Вып. 53. – Воронеж: Изд−во ВГУ, 2009. – 112 с.

Савко А.Д., Щеголев И.Н. Эпохи корообразования в докембрии Воронежской антеклизы // Литология и полезные ископаемые. – 1979. – С.64–78.

Features of geologic structure and minerals of Mamonskaya sand and kaolin strata (SCS) on the example of Kozynka deposit

Manukovsky S.V.

Voronezh State University. Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl., 1, manukovsky@inbox.ru.

The state of the mineral resource base of kaolins in the European part of Russia (location of known deposits) is considered. The situation with a huge deficit of kaolin raw materials should be solved by studying, exploring and putting on the state balance the deposits associated with the sandy kaolin Mamon Mamon formation of the Upper Devonian and confined to the new kaolin province in the south-east of the Voronezh anteclise. The main part of the materials is devoted to presentation and characterization of the explored deposit of kaolins and quartz sands of Kozynka with already approved reserves of these minerals.

Keywords: kaolin, quartz glass sands, clays, reserves

УДК 551

Факторы седиментогенеза и современные подходы к их реконструкции

Маслов А.В.

Геологический институт РАН. Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, amas2004@mail.ru

В тезисах доклада проанализированы современные литогеохимические подходы к реконструкции основных факторов седиментогенеза – палеогеодинамики, палеоклимата, палеогеографии и состава пород-источников обломочного материала. Показаны их слабые и

сильные стороны. Рассмотрены возможности их использования на примере ряда хорошо известных многим специалистам осадочных последовательностей нижнего и верхнего докембрия, а также фанерозоя.

Ключевые слова: седиментогенез, факторы, реконструкция

1. **Палеогеодинамика**. Для интерпретации палеогеодинамических обстановок формирования терригенных толщ с последней четверти XX в. активно используются данные о валовом химическом составе песчаников и глинистых пород. Именно в эти годы опубликованы такие дискриминантные диаграммы, как $K_2O/Na_2O–SiO_2/Al_2O_3$, $(Fe_2O_3*+MgO)–K_2O/Na_2O$, $(Fe_2O_3*+MgO)–Al_2O_3/SiO_2$ и др., $SiO_2–K_2O/Na_2O$, $(K_2O+Na_2O)–SiO_2/20–(TiO_2+Fe_2O_3+MgO)$ и др. Они дают возможность с той или иной «долей соответствия» отнести терригенные породы к образованиям нескольких палеогеодинамических обстановок: пассивных и активных континентальных окраин, океанических и континентальных вулканических дуг. В 2013 г. опубликованы дискриминантные диаграммы DF1–DF2 (Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S.), на которых впервые появилась область составов, свойственных рифтогенным обстановкам. До этого точки составов синрифтовых песчаников и глинистых пород на диаграммах концентрировались в основном в областях составов, характерных для пассивных континентальных окраин. Мы предприняли анализ данных по валовому химическому составу синрифтовых песчаников и глинистых пород, опираясь на систематику рифтов Дж. Шенгёра. Принципиально важной ее особенностью является положение о том, что рифты формируются на всех стадиях цикла Уилсона. Представленные в нашем банке данных синрифтовые песчаники по своему валовому химическому составу принадлежат, в соответствии с классификацией Ф.Дж. Петтиджона с соавторами, преимущественно грауваккам, лититам, аркозам и субаркозам. Существенно меньше среди них сублититов и кварцевых аренитов. Заметную долю в проанализированной выборке составляют псаммиты со значениями $\log(Na_2O/K_2O) < -1.0$. На диаграмме Петтиджона с соавторами песчаников с такими величинами данного параметра нет. Это показывает, что осадочное выполнение рифтов, как и следовало ожидать, объединяет довольно незрелые в геохимическом отношении песчаники, обломочный каркас которых сформирован за счет размыва достаточно разнообразных по составу магматических и осадочных образований. Сказанное подтверждает преимущественно локальный характер источников обломочного материала для песчаников, участвующих в строении осадочного выполнения рифтогенных структур, в отличие от, например, песчаников осадочных последовательностей пассивных континентальных окраин. Глинистые породы, ассоциирующие с песчаниками в разрезах рифтогенных структур, сложены, исходя из особенностей их валового химического состава, в основном гидрослюдой с той или иной примесью каолинита, хлорита и тонкорастертых калиевых полевых шпатов, т.е. являются «обычными» по своему составу тонкозернистыми обломочными образованиями. Источниками материала для них, как это следует из положения фигуративных точек состава на диаграмме F1–F2, выступали преимущественно осадочные, некоторое количество раз рециклированные отложения. Таким образом, если синрифтовые песчаники представлены, по всей видимости, продуктами относительно недалекого переноса и не подверглись заметной гомогенизации на путях транзита, то глинистые породы рифтогенных структур отражают состав пород-источников обломочного материала, распространенных на б***о***льших по площади водосборах, возможно, в той или иной степени выходящих за пределы рифтов, и в геохимическом плане более однородны. Распределение полей состава синрифтовых песчаников и ассоциирующих с ними глинистых пород на диаграмме Б. Розера и Р. Корша не имеет каких-либо выраженных индивидуальных особенностей. Поля, образуемые точками состава первых, в большинстве случаев сдвинуты в сторону больших содержаний оксида кремния, в то время как по величине параметра K_2O/Na_2O синрифтовые песчаники и глинистые породы в достаточной степени сопоставимы. Фигуративные точки терригенных пород рифтогенных структур локализованы на диаграмме $SiO_2–K_2O/Na_2O$ преимущественно в областях, характерных для пассивных и активных континентальных окраин, что, как мы уже отмечали выше, не позволяет провести четкой границы между рифтогенными осадочными образованиями и отложениями различных по геодинамической природе континентальных окраин. При анализе более представительных аналитических выборок сделан вывод, что на диаграмме DF1–DF2 нет принципиальных различий в расположении полей терригенных пород платформенных, рифтогенных и коллизионных ассоциаций. Также установлено, что на указанном графике отсутствуют поля, строго относящиеся к какой-либо одной классификационной области. Большинство индивидуальных полей псаммитов и глинистых пород занимают, как правило, часть области составов пород, характерных для рифтогенных обстановок, и часть области составов, свойственных обстановкам коллизионным.

2. **Палеоклимат**. При палеоклиматических реконструкциях авторы большинства отечественных публикаций оперируют преимущественно значениями химического индекса изменения CIA, тогда как в литературе есть много других индикаторов интенсивности выветривания на палеоводосборах (WIP, CIW, PIA, ICV, CPA, MIA и др.). При этом важно иметь в виду, что они отражают интегральную историю выветривания комплексов пород того или иного водосбора, а не характер процессов выветривания во

время формирования каких-то конкретных отложений. В случаях крупных водосборов, объединяющих разнообразные породы-источниками тонкой алюмосиликокластики, даже накапливающиеся внутри таких водосборов отложения (в частности, речные) представлены преимущественно материалом, состав которого отражает параметры и современного и предшествующего выветривания. В морских же обстановках климатический сигнал часто теряется даже в тонкозернистых осадках, так как разделение минералов по размеру и удельному весу, поступление аллохтонного материала из областей иного климата, а также аутигенное минералообразование могут существенного изменить состав глинистых осадков. Один из известных, но редко используемых в отечественных работах, индикаторов палеоклимата, коэффициент Ракстона (R) (Al/Si или Al_2O_3/SiO_2), рассчитывается по молекулярным количествам оксидов. Для неизмененных процессами выветривания магматических пород значения R находятся в пределах 0.12 (архейские гранитоиды) 0.18 (раннепротерозойские известково-щелочные базальты); для сильно измененных отложений достигают 0.56 (каолинитовые глины Нигерии). Считается, что этот индекс лучше всего подходит для исследования кор выветривания на породах кислого и среднего состава. Использование индекса R имеет ряд ограничений. Для терригенных пород с высоким содержанием оксида кальция может быть использован модифицированный индекс CIW', в формуле которого отсутствует CaO. Во-избежании путаницы с индексом CIW его предложено именовать Химическим индикатором изменения (Chemical Proxy of Alteration, CPA = 100 × $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Na_2O)$. Расчет CPA ведется по молекулярным количествам оксидов. Для слабо измененных процессами химического выветривания отложений значения индекса CPA составляют 60…70, для сильно измененных – достигают 100. Для характеристики процессов выветривания Mg-содержащих минералов часто применяется Mg-индекс (100 × $Al_2O_3/(Al_2O_3 + MgO)$). Рассчитывается он также по молекулярным количествам оксидов. Для невыветрелых базальтов его значения равны ~50. Отложения гумидного тропического климата характеризуются величинами Mg-индекса ~100. Исследования кор выветривания на платобазальтах Индии позволили ввести в оборот Мафический индекс изменения (Mafic index of alteration, MIA). Он позволяет оценить потерю Ca, Mg, Na, K и ± Fe относительно считающимися немобильными Al ± Fe. Различное поведение Fe при выветривании в окислительных (o) и восстановительных (R) обстановках учитывается формулами – $MIA_{(O)}$ и $MIA_{(R)}$. Так как в окислительных обстановках Fe устойчиво к выветриванию, то его общее количество (Fe_2O_3*) считается вместе с Al_2O_3 ($MIA_{(O)} = 100 \times (Al_2O_3 + Fe_2O_3^*)/(Al_2O_3 + Fe_2O_3^* + MgO + CaO^* + Na_2O + K_2O)$). В восстановительных обстановках Fe может быть подвижным и выщелачиваться вместе с Mg. Формула $MIA_{(R)}$ для таких условий имеет вид – $100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3^* + MgO + CaO^* + Na_2O + K_2O)$. В обоих случаях для более измененных процессами выветривания пород свойственны более высокие значения индексов. При MIA = 100 мобильные элементы удалены полностью. Рассчитывается индекс MIA по молекулярным количествам оксидов. И это далеко не все индикаторы обстановок выветривания на палеоводосборах, известные в литературе.

3. **Палеогеография**. Известно, что данные о микроэлементном составе взвешенного материала крупных рек мира, а также донных осадков их устьевых зон играют важную роль при построении различных геологических и геохимических моделей, так как позволяют не только судить о составе размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород, но и рассматриваются при исследовании осадочных образований в качестве своеобразных референтных материалов (например, "средний речной взвешенный сток"/"Average river suspended load", ARSL, "средний тонкозернистый аллювиальный осадок Северо-Восточной Австралии"/"Mud from Queensland", "средний взвешенный материал мировых рек"/"Average Suspended Sediment in World Rivers", SSWR и др. В 2015 г. опубликована работа (Bayon G. et al.), в которой рассмотрены результаты исследования более 50 специальным образом подготовленных проб алевритовых и пелитовых фракций донных осадков поверхностного слоя устьевых частях рек, среди которых были как крупнейшие водные артерии, дренирующие водосборы, сложенные гетерогенными ассоциациями пород широкого возрастного диапазона, так и относительно небольшие реки, транспортирующие продукты разрушения более однородных в геологическом отношении питающих провинций. Все пробы отнесены авторами к четырём категориям: 1) донные осадки «крупных рек» (World's major rivers), т. е. рек с площадью водосборного бассейна > 100000 км^2; 2) донные осадки устьевых зон рек, дренирующих осадочные образования (rivers draining «mixed/sedimentary» formations), площадь водосборного бассейна которых составляет < 100000 км^2; 3) донные осадки устьев рек, питающихся продуктами размыва «магматических/метаморфических» террейнов (rivers draining «igneous/metamorphic» terranes); 4) донные осадки устьев рек, дренирующих вулканические провинции (rivers draining «volcanic» rocks). Выполненный нами анализ позволил считать, что сведения о распределении ряда редких и рассеянных элементов в донных осадках устьевых зон различных категорий рек как алевритовой, так и пелитовой (< 2 мкм) размерностей, можно рассматривать как отражающие характерные черты взвеси, транспортируемой реками в морские бассейны из различных питающих провинций. Сходство и различие РЗЭ-систематики донных осадков устьевых зон и взвеси рек различных категорий достаточно хорошо выражено на парных диаграммах $(La/Yb)_N$–Eu/Eu*, $(La/Yb)_N$–$(Eu/Sm)_N$, $(La/Yb)_N$–Th и др. При анализе этих данных мы исходим из того, что состав осадков прибрежных и мелководно-морских

областей морских бассейнов в значительной мере сходен с составом донных отложений приустьевых частей рек, поставляющих в них обломочный материал. Названные области осадконакопления, в соответствии с представлениями А.П. Лисицына, принадлежат к т. н. маргинальным фильтрам (МФ), представляющим пояса шириной от сотен км для крупных водных артерий до сотен м для небольших рек, в пределах которых происходит смешение речных и морских вод. В МФ из речной воды удаляются почти все взвешенные компоненты, что ведет к существенному разделению химических элементов (так, до 70% лантаноидов, принадлежащих к литогенным элементам, теряется/переходит в осадок в пределах именно МФ). Изменения уровня океана, приливно-отливные, сгонно-нагонные, вдольбереговые и другие течения ведут к перемещению осадочного материала МФ на шельфы, и, следовательно, шельфовые осадки в той или иной мере отражают состав тонкой алюмосиликокластики, приносимой с континентов разными типами рек. Мы применили перечисленные выше диаграммы к реконструкции категорий рек дорифея. В результате установлено, что на диаграммах (La/Yb)N–Eu/Eu* и (La/Yb)N–Th точки индивидуальных и усредненных составов метаалевропелитов архея и раннего протерозоя в основном располагаются в пределах выделенных классификационных полей. Это позволяет думать, что субстраты-источники слагающей их тонкой алюмосиликокластики принципиально не отличались от тех, которые мы видим на поверхности нашей планеты сегодня. Подавляющее большинство точек, как индивидуальных образцов, так и усредненные тяготеет к областям: 1 (тонкая взвесь крупных рек), 2 (тонкая взвесь рек, дренирующих в основном осадочные субстраты) и 4 (тонкая взвесь рек, текущих по районам развития вулканических пород), а также к зоне перекрытия областей 1, 2 и 3. В области 3 (тонкая взвесь рек, протекающих по магматическим и/или метаморфическим террейнам) фигуративных точек метаалевропелитов немного. Возможно, питающие провинции, в составе которых (скорее всего) заметную роль играли калиевые граниты, возникли только после формирования глобальной системы палеопротерозойских коллизионных орогенов – глобального события, связанного со становлением первого суперконтинента (Коламбия) около 2.0–1.8 млрд лет назад. Это предположение, однако, нуждается в дополнительном обосновании фактическим материалом, хотя в значительной мере подтверждается представлениями А.Б. Ронова о максимальном развитии гранитов на поверхности Земли в конце среднего протерозоя. Точки с составами пород с возрастом >2.8 млрд лет на диаграмме (La/Yb)N–Eu/Eu* сосредоточены преимущественно в области 4. Это позволяет считать, что до указанного времени крупных рек и рек, питавшихся продуктами эрозии осадочных образований, скорее всего, не существовало, а процессы рециклирования тонкой алюмосиликокластики были редуцированы. Очевидно, увеличение размера ядер кратонов к концу мезоархея (т.е. примерно к рубежу 2.8 млрд лет назад) должно было привести к заметному росту площадей водосборных бассейнов рек, а соответственно, и к появлению отложений, тяготеющих на обеих рассматриваемых нами диаграммах к областям 1 и 2. Таким образом, наши результаты позволяют предполагать изменение с течением времени размеров водосборов речных систем.

4. **Источники обломочного материала**. Выявление источников материала для терригенных пород предполагает взаимодействие подходов из различных геологических дисциплин – седиментологии, стратиграфии, минералогии, геохимии, петрологии изверженных пород, геохронологии и др. Исследования в данном направлении ориентированы на выяснение расположения, природы и состава комплексов пород-источников обломочного материала (петрофонда), путей транспортировки последнего до конечных водоемов стока и др. Сведения об источниках обломочного материала играют важную роль в палеогеографических реконструкциях (в том числе и в областях со сложной тектоникой), в корреляции осадочных последовательностей и определении особенностей формирования их основных характеристик, анализе эволюции различных (рифтогенных, орогенных и др.) геологических систем, построении геодинамических моделей. Данные по составу пород-источников сноса для тонкозернистых обломочных/глинистых пород являются важным инструментом мониторинга состава и эволюции континентальной коры. Важную роль играют сведения о составе пород питающих провинций для разграничения различных осадочных систем в одном бассейне, а также для верификации палеоклиматических реконструкций. Незаменимы данные, получаемые в результате детальных исследований псаммитов и для реконструкции истории формирования различных магматических комплексов, тектонических обстановок формирования осадочных последовательностей, а также общих закономерностей формирования крупных фрагментов континентальной коры. В последнем случае заметную роль играют также геохимические и изотопные характеристики тонкозернистых обломочных пород (известно, что примерно 90% современной континентальной коры сформировано уже к концу протерозоя, а примерно такой же процент постархейских осадочных образований является результатом рециклинга более древних пород). В последние десятилетия традиционные петрографические методы реконструкции состава пород питающих провинций (изучение состава конгломератов, гравелитов и песчаников) все чаще дополняются литогеохимическими (анализ спектров распределения редкоземельных элементов, исследование значений разнообразных индикаторных отношений редких и рассеянных элементов) и изотопно-геохимическими подходами (например, изучение Sm-Nd изотопной систематики глинистых

пород и песчаников, датирование треков деления, установление изотопного возраста обломочных цирконов, монацитов, апатитов, слюд и амфиболов) и др. С учетом того очевидного факта, что состав осадков отличается от состава исходных пород в области сноса, поскольку обломочный материал (того или иного) района был просеян через “геологическое сито” и претерпел существенные изменения в результате селективной утери одних компонентов и обогащения другими, абразии при транспортировке, а также изменения или растворения на стадии диагенеза (Ф.Дж. Петтиджон) комплексное использование данных минералого-петрографических и литогеохимических исследований представляется весьма и весьма необходимым. Диаграммы, дающие возможность с той или иной степенью достоверности реконструировать состав пород в источниках сноса по соотношению в песчаниках и глинистых породах основных породообразующих оксидов появились в начале 1980-х гг. Среди них можно отметить диаграмму ($CaO + MgO$)–$SiO_2/10$–($Na_2O + K_2O$) с полями составов, типичных для продуктов размыва гранитов, базальтов, ультраосновных и осадочных пород (указанную диаграмму можно использовать как для песчаников, с максимальным успехом, естественно, петрогенных, так и глинистых пород), диаграмму $10TiO_2$–SiO_2–Al_2O_3, парные диаграммы с использованием отношений SiO_2/Al_2O_3 и K_2O/Na_2O и параметра ($Fe_2O_{3общ} + MgO$). В конце 1980-х–начале 1990-х гг. было установлено, что эффективным методом реконструкции состава пород на палеоводосборах является также анализ присущих тонкозернистым обломочным образованиям/глинистым породам индикаторных отношений элементов-примесей (La, Th, Co, Sc, Cr, V, Zr и ряда др.). Данный подход наиболее эффективен при исследовании относительно мощных тонкообломочных осадочных последовательностей, не содержащих или почти не содержащих песчаников, гравелитов и конгломератов. На практике обычно используются не абсолютные содержания элементов, а их отношения. Состав пород источников сноса и тип размывавшейся верхней континентальной коры в определенной степени контролируют и разнообразие нормированных по хондриту спектров распределения редкоземельных элементов в осадочных породах. Весьма интересную информацию для расшифровки взаимодействия процессов седиментации и магматизма дает анализ Sm-Nd систематики глинистых пород и песчаников. Известно, что отношения Sm/Nd в глинистых сланцах, довольно постоянны и сходны с отношениями в магматических и метаморфических породах, из которых они произошли. В ходе выветривания, переноса, переотложения и диагенеза они, как правило, не меняются. Модельные Sm-Nd датировки осадочных пород, вычисленные относительно CHUR, отражают возраст пород, из которых они образовались и могут быть использованы для идентификации источников сноса. Эти датировки можно также интерпретировать как время, прошедшее с момента, когда Nd отделился от CHUR. Добавление нового мантийного материала к осадку во время его накопления увеличивает отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ и уменьшает модельный возраст. Присутствие мантийного Nd в осадочной породе сдвигает $\varepsilon_{Nd}(T)$ в сторону бóльших значений. Для точной расшифровки состава пород источников сноса, можно использовать также данные о химическом составе и кристаллохимических особенностях минералов тяжелой фракции песчаников, привлекая к этому различные петрогенетические диаграммы, а также сведения о U-Pb-изотопных возрастах обломочных зерен циркона и монацита. Исследования такого плана все шире входят в практику отечественной литологии.

Работа выполнена в рамках темы ГИН РАН FMMG-2023-0004.

Factors of sedimentogenesis and modern approaches to their reconstruction

Maslov A.V.

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences. Russia, 119017, Moscow, Pyzhevsky lane, 7, amas2004@mail.ru

Abstracts of the report analyze modern lithogeochemical approaches to the reconstruction of the main factors of sedimentogenesis – paleogeodynamics, paleoclimate, paleogeography, and the composition of clastic source rocks. Their strengths and weaknesses are shown. The possibilities of their use are considered on the example of a number of sedimentary sequences of the Lower and Upper Precambrian, as well as the Phanerozoic, well known to many specialists.

Keywords: sedimentogenesis, factors, reconstruction

УДК 624.131

Параметры переуплотнения юрских глинистых грунтов Московского региона

Матвеев В. В.[1,2], Кочетков А. В.[2], Шарафетдинов А. И.[2], Шанина В. В.[2]

1 – ЦГХЛ ООО «ГеоГрадСтрой». Россия, 117405, г. Москва, Варшавское шоссе, 141Ак4, пом. 8/1, geogradlab@yandex.ru

2 – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, геологический факультет, viosha@mail.ru

Юрские глинистые отложения распространены в Московском регионе практически повсеместно, за исключением долин рек. Глинистые грунты являются исключительно чувствительными системами к изменению геохимических и физических полей и поэтому подвергаются глубокому изменению в ходе литогенеза. Параметры переуплотнения характеризуют начальное напряженно-деформированное состояние массива горных пород. В результате исследования было изучено поведение данных грунтов, произведена обработка различными графическими методами. Полученные данные свидетельствуют о том, что исторические напряжения превышали современные.

Ключевые слова: напряжение предуплотнения, засоленность, набухаемость

Введение. Юрские глинистые отложения распространены в Московском регионе практически повсеместно, за исключением долин рек. Данные отложения могут находиться в зоне влияния проектируемых сооружений, для расчета осадок которых используются нелинейные модели поведения грунтов. Благодаря истории геологического развития Московского региона, включающей несколько оледенений, важной характеристикой глинистых пород становится их степень переуплотнения.

Подходы к изучению эффектов переуплотнения горных пород различны в стратиграфии, нефтяной и газовой геологии, механике грунтов и в инженерной геологии. Между тем, исследование переуплотнения методами инженерной геологии может дать интересную и важную информацию и для других отраслей геологии, например, для стратиграфии (Кудряшова, 2002)

Грунты считаются переуплотненными, если их действующие (бытовые) напряжения меньше, чем исторические, которые были максимальными за время существования грунта, испытанные напряжения называются напряжениями предварительного уплотнения (предуплотнения) σ'_c (ГОСТ Р 58326-2018). Для формирования свойств дочетвертичных глинистых пород, их плотности, прочности и деформируемости огромное значение имеет глубина залегания, положение в пределах тех или иных геологических структур или зон, т.е. продолжительности воздействия гравитационного, геохимического и тектонического уплотнения при литификации (Кудряшова, 2002). Такие грунты сильно отличаются от аналогичных по генезису и составу своими физико-механическими свойствами.

Главными количественными показателями переуплотненности грунтов являются напряжение переуплотнения и коэффициент переуплотнения (ГОСТ Р 58326-2018). Напряжение переуплотнения *POP* – разница между эффективным напряжением предварительного уплотнения σ_c и вертикальным эффективным напряжением от собственного веса грунта σ_o. Коэффициент переуплотнения *OCR* – отношение эффективного напряжения предварительного уплотнения σ_c к вертикальному эффективному напряжению от собственного веса грунта σ_o. Напряжение предуплотнения σc — условное максимальное эффективное напряжение на грунт за время его существования (ГОСТ Р 58326-2018). Таким образом это предельное напряжение, отделяющее «упругое» поведение грунта от «пластичного» (Umar, Sadrekarimi, 2016). Оценка напряжения предуплотнения σ_c обычно проводится на основе результатов компрессионных испытаний.

По данным Кудряшовой (2002) для юрских глинистых пород Московского региона коэффициент переуплотнения *OCR* варьируется от 2 до 12,6.

Характеристика исследуемых грунтов. Образцы отобраны на территории Москвы (ул. Фадеева и с. п. Десеновское) с глубины от 7,7 до 23,8 м и относятся к оксфордскому ярусу юрской системы, являясь морскими отложениями. Для отобранных образцов были определены гранулометрический, химический и минеральный состав, физические свойства. В минеральном составе преобладают в основном смектиты (от 38,5 % до 46,5 %). В соответствии с классификацией по ГОСТ 25100-2020 по степени засоленности D_{sal} исследуемые грунты выделяются от незасоленных до слабозасоленных (от 0,40 % до 0,71 %), тип засоления морской. По относительной деформации набухания без нагрузки ε_{sw} грунты выделяются от средненабухающих до сильнонабухающих (от 10,6 % до 38,9 %). Исследуемые грунты относятся к глинам тяжелым полутвердым (число пластичности I_p от 42 до 58 %, показатель текучести I_L от 0,07 до 0,24 д. е.). В целом, показатели свойств соответствуют литературным данным (СТО 36554501-020-2010; Кудряшова, 2002)

Методика. Испытания выполнены в целом по ГОСТ Р 58326-2018 с некоторыми отступлениями от стандарта, поскольку актуальная редакция не распространяется на набухающие и засоленные грунты. Размеры режущих колец для одометров составили 50 20 и 42×13,5 мм (по ГОСТ 12248.4-2020 не менее 71×20), что позволило провести испытания на оборудовании НПП Геотек серии стандарт до более высоких максимальных значений вертикального напряжения 5,0 и 7,2 МПа (по ГОСТ Р 58326-2018 не менее 8,0 МПа). Схема нагружения составлялась с коэффициентом приращения ступеней *LIR* 0,75 (по ГОСТ 12248.4-2020 *LIR* равен 1,0), что позволяет получить больше экспериментальных точек, а, следовательно, точнее провести графические построения. Критерий условной стабилизации составлял 0,01 мм за 4 часа, контроль завершения фильтрационной консолидации осуществлялся по графику зависимости деформации от квадратного корня из времени. Всего проведено 18 компрессионных испытаний.

Графическая обработка. Компрессионные кривые были обработаны семью графическими методами определения напряжения предуплотнения (табл. 1), результаты представлены в таблице 2.

Ранее проведенные исследования показывают (Matveev, Shanina, 2021), что наиболее достоверные данные получаются методом Буна, потому что для построений используется ветвь разгрузки, которая нивелирует эффекты невыраженности перегиба компрессионной кривой. Перегиб не выражен вследствие нарушения структуры грунта при пробоотборе и преобладания смешанного характера структурных связей над цементационными в исследуемых грунтах.

На рисунке 1 представлено изменение с глубиной бытового напряжения и напряжения предуплотнения (синие маркеры), отрезками помечены максимальная и минимальная оценка напряжения предуплотнения, поскольку графические методы обладают субъективностью.

Коэффициент переуплотнения *OCR* для глин оксфордского яруса на ул. Фадеева составил от 2,1 до 8,1, то есть грунты переуплотненные и сильно переуплотненные по ГОСТ 25100-2020, а напряжение переуплотнения *POP* в интервале от 92 до 394 кПа. В с. п. Десеновском *OCR* варьируется от 1,2 до 1,9 (глины нормальноуплотненные по ГОСТ 25100-2020), *POP* от 175 до 1768 кПа. Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что исторические напряжения превышали современные.

Табл. 1. Краткая характеристика методов определения напряжения предуплотнения и принципы их построений (Матвеев, Шанина, 2022)

Метод	Принцип метода
Группа полулогарифмических методов	
Казагранде	Построения проводятся в пространстве коэффициента пористости и логарифма напряжений e — log σ. К точке максимальной кривизны компрессионной кривой проводится касательная и горизонтальная линия. Далее, между ними проводится биссектриса. Точка пересечения биссектрисы и касательной к конечному участку определяет σ_c (Casagrande, 1936). Метод стандартизован в ГОСТ Р 58326—2018.
Пашеко Силвы	Пространство построений e — log σ. Проводится горизонтальная линия через начальный коэффициент пористости e_0 до пересечения с касательной к конечному участку. Далее из точки пересечения опускается вертикальная линия до пересечения с компрессионной кривой, после этого проводится ещё одна горизонтальная линия, пересечение которой с касательной к конечному участку определяет σ_c (Pacheco Silva,1970).
Бэрланда	Построения проводятся в пространстве индекса пористости и логарифма напряжений I_V — log σ, которое эквивалентно пространству e — log σ. Напряжение предуплотнения σ_c определяется пересечением касательных к начальному и конечному участкам компрессионной кривой (Burland, 1990).
Буна	Пространство построений e — log σ. Этот метод использует петлю разгрузки. Напряжение предуплотнения определяется пересечением касательной к конечному участку и линией,

	параллельной петле разгрузки, проходящей через точку бытового давления (Boone, 2010).
Группа билогарифмических методов	
Баттерфилда, Оикавы, Шридарана, Оницуки	Билогарифмические методы были предложены многими исследователями (Butterfield, 1979; Oikawa, 1987; Onitsuka, 1995). Методы используют билогарифмическое пространство для зависимости *e*+1 от напряжения σ. Отличие методов в выборе основания логарифма. Методы предлагают одни и те же конструкции, которые не зависят от масштаба осей.
Группа энергетических методов	
Тавенаса, Беккера	Используется удельная работа (энергия) деформации как критерий определения σ_c. Построения проводятся в билинейном пространстве зависимости накопленной энергии деформации *W* от эффективного напряжения σ. Напряжение предуплотнения σ_c определяется простым пересечением касательных к начальному и конечному участку (Becker et al, 1987). Метод стандартизован в ГОСТ Р 58326—2018.
Вана и Фроста	Похож на метод Беккера, но использует петлю разгрузки при построениях. Для получения линии рассеянной энергии деформации из линии первичного сжатия графически вычитается линия декомпрессии (Wang, Frost, 2004).

Табл. 2. Значения напряжения предуплотнения исследуемых юрских глин

Номер образца	Бытовое давление, кПа	Напряжение предуплотнения σ_c, кПа определенное методом						
		Каза-градне	Пашеко Силвы	Беккера	Вана и Фроста	Билог. методы	Бэрланда	Буна
НМС745	83	975	783	916	937	935	829	846
НМС746	109	501	330	562	538	477	352	340
НМС747	155	917	669	956	955	800	682	696
НМС748	165	1178	775	1294	1295	1011	820	846
НМС749	170	1276	1215	1449	1318	1031	816	714
НМС750	180	3000	2087	2674	2425	2297	2145	2016
НМС751	185	873	534	1032	1026	821	621	627
НМС752	216	499	374	368	384	522	402	412
НМС753	226	722	492	676	654	652	505	493
НМС754	248	565	397	513	487	607	393	375
НМС755	273	1147	922	1117	1093	994	882	867
НМС608	386	1521	555	1534	481	1404	1430	822
НМС609	405	714	388	763	368	784	647	529
НМС610	424	1257	696	1345	646	1276	1121	842
НМС621	428	936	456	1026	289	1184	940	712
НМС622	437	936	456	1026	343	1108	940	724
НМС623	443	1754	406	1902	231	1465	1662	717
НМС624	452	1254	573	1291	592	1135	1072	663

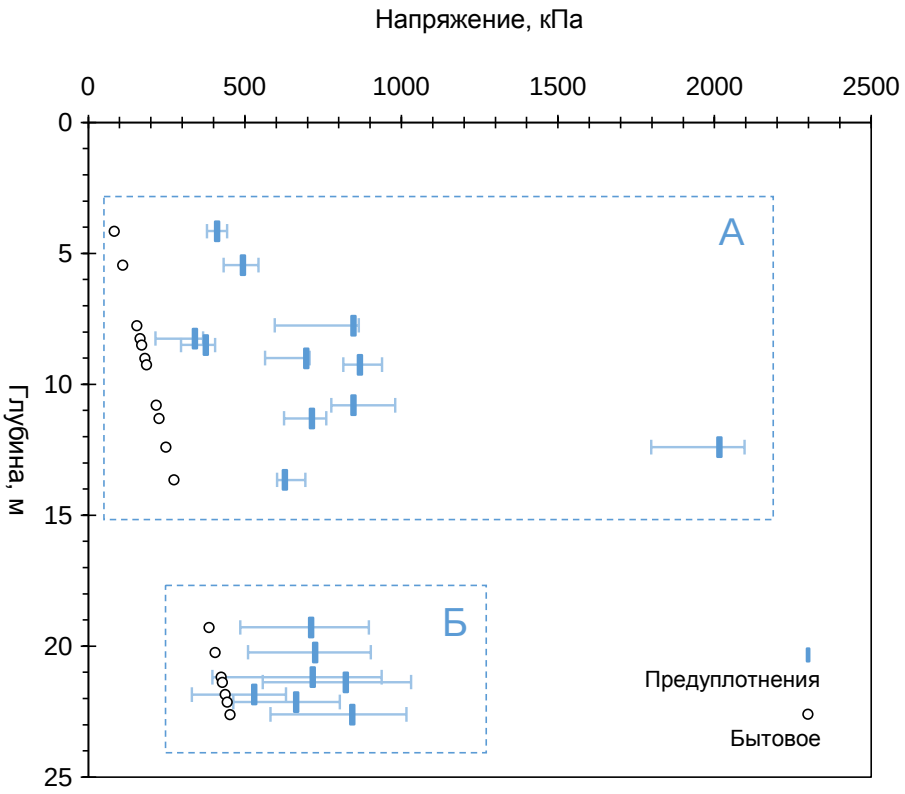


Рис. 1. Изменение с глубиной бытового напряжения и напряжения предуплотнения юрских глин, определенное методом Буна. Область А — ул. Фадеева, Б — с. п. Десеновское

Литература

ГОСТ 12248.4-2020 Грунты. Определение характеристик деформируемости методом компрессионного сжатия. – М.: Стандартинформ, 2020. – 14 с.

ГОСТ 25100-2020 Грунты. Классификация. – М.: Стандартинформ, 2020. – 38 с.

ГОСТ Р 58326-2018 Грунты. Метод лабораторного определения параметров переуплотнения. – М.: Стандартинформ. 2018. – 14 с.

Кудряшова, Е. Б. Закономерности формирования переуплотненных глинистых грунтов : специальность 25.00.08 «Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение» : диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук / Кудряшова Елена Борисовна. – Москва, 2002. – 149 с.

Матвеев В. В., Шанина В. В. Систематизация факторов, влияющих на точность графических построений для определения напряжения предуплотнения // Сергеевские чтения. Фундаментальные и прикладные вопросы современного грунтоведения. Выпуск 23. — ГеоИнфо Москва, 2022. — с. 301–308.

СТО 36554501-020-2010 Деформационные и прочностные характеристики юрских глинистых грунтов Москвы. М.: ОАО «НИЦ «Строительство», 2010. – 15 с.

Becker D.E. Work as a criterion for determining in situ and yield stresses in clays / Becker D.E., Crooks J.H.A., Been K., Jefferies M.G. // Canadian Geotechnical Journal. – 1987 – No. 4. – p. 549–564.

Boone S.J. A critical reappraisal of “preconsolidation pressure” interpretations using the oedometer test // Canadian Geotechnical Journal – 2010 – Vol. 47. No. 3. – p. 281–296.

Butterfield R. A natural compression law for soils (an advance on e — log p’) // Géotechnique – 1979 – 24(4) – p. 469-480.

Burland J. B. On the compressibility and shear strength of natural clays // Géotechnique – 1990 – 40(3) – p. 329-378.

Casagrande A. The determination of the preconsolidation load and its practical significance // Proceedings of the 1st International Conference on soil mechanics and foundation engineering. – Cambridge, UK: Harvard Printing Office, 1936 – Vol. 3. – p. 60–64.

Matveev V.V., Shanina V.V. The influence of subjective factors on the accuracy of graphical constructions to interpret the preconsolidation pressure in IL-tests // Proceedings of 3rd European Regional Conference of IAEG / Athens / Greece / 6-10 October 2021. — Vol. 2. — National Group of Greece of IAEG Athens, Greece, 2021. — p. 10–17.

Oikawa H. Compression curve of soft soils // Journal of the Japanese Geotechnical Society, Soils and Foundations – 1987 – Vol. 27. No. 3. – p. 99–104.

Onitsuka K. Interpretation of Oedometer Test Data for Natural Clays / Onitsuka K., Hong Z., Hara Y., Yoshitake S. // Soils and foundations – 1995 – 35(3) – p. 61–70. doi:10.3208/sandf.35.61

Pacheco Silva F. (1970) A new graphical construction for determination of the preconsolidation stress of a soil sample // Proceedings of the 4th Brazilian Conference on soil mechanics and foundation engineering. – Rio de Janeiro, Brazil, 1970 – Vol. 2. No. 1. – p. 225–232.

Umar M. Accuracy of determining pre-consolidation pressure from laboratory tests / Umar M., Sadrekarimi A. // Canadian Geotechnical Journal – 2016 – Vol. 54. No. 3. – p. 441–450. https://doi.org/10.1139/cgj-2016-0203.

Wang L. Dissipated strain energy method for determining preconsolidation pressure / Wang L., Frost J.D. // Canadian Geotechnical Journal – 2004 – Vol. 41. No. 4. – p. 760–768.

Parameters of overconsolidation of Jurassic clay soils of the Moscow region

Matveev V. V.[1,2], Kochetkov A. V.[2], Sharafetdinov A. I.[2], Sanina V. V.[2]

1 – Geogradstroy, LLC. Russia, 117405, Moscow, Varshavskoe sh., 141Ak4, geogradlab@yandex.ru

2 – Lomonosov Moscow State University. Russia, 119991, Moscow, Leninskiye Gory, 1, Faculty of Geology, viosha@mail.ru

Jurassic clay deposits are widespread in the Moscow region almost everywhere, with the exception of river valleys and its southern part. As a result of the study, the behavior of these soils was studied, various graphical methods were processed. The data obtained indicate that historical stresses exceeded modern ones.

Key words: preconsolidation pressure, salinity content, swelling

УДК 551.72:551.8:552.54 (470.22)
Особенности палеопротерозойского карбонатонакопления на Карельском кратоне Фенноскандинавского щита

Медведев П.В.[1,2], Кондрашова Н.И.[1,,2], Лютиков А.В.[1]

1 – Институт геологии Карельского научного центра РАН. Россия, 185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11, pmedved@krc.karelia.ru, kondr@krc.karelia.ru, andrew-greener@yandex.ru

2 – Петрозаводский государственный университет. Россия, 185910, г. Петрозаводск, пр. Ленина, д. 33

На примере Пана-Куолаярвинского и Онежского палеопротерозойских бассейнов осадконакопления, расположенных, соотвественно, в северной и южной частях Карельского кратона (Фенноскандинавский щит) рассмотрены условия карбонатной седиментации. При этом использованы как литологические данные, так и результаты геохимических и изотопно-геохимических исследований карбонатных пород. Сделаны выводы о сходстве и различиях карбонатонакопления на севере и юге Карельского кратона.

Ключевые слова: палеопротерозой, Карельский кратон, карбонатонакопление

Основной этап палеопротерозойского карбонатонакопления на Карельском кратоне происходил около 2,1 млрд. лет назад в позденятулийское и раннелюдиковийское время. Подавляющее большинство карбонатных пород приурочено к онежскому (ятулийский надгоризонт) и низам заонежского (людиковийский надгоризонт) горизонтов региональной стратиграфической шкалы.

В ятулийских породах зафиксирована положительная аномалия изотопно тяжелого карбонатного углерода Ломагунди-Ятулий (до +18‰ $\delta^{13}C_{карб.}$). Аномалия глобальная, она является индикатором вероятного окислительного события в верхней мантии, эндогенные последствия которого завершились к началу людиковия (Reading the Archive..., 2013).

Онежский палеобассейн в современном строении Карельского кратона сохранился в пределах Северо-Онежского синклинория, охватывающего северо-западную часть Онежского озера и прилегающие территории. Это самая крупная палеопротерозойская структура на Карельском кратоне. Мощность карбонатных пород здесь составляет около 800 м. Их возраст определён Pb-Pb методом по

породе и равен 2090±70 млн. лет (Овчинникова и др., 2007). Карбонатные породы онежского горизонта ятулия формировались в мелководных условиях, часто с расчлененной топографией морского дна и существованием эвапоритовых обстановок осадконакопления [1]. Указанием на высокую скорость испарения в Онежском бассейне являются находки псевдоморфоз по соли и гипсу, находки ангидрита и галита в ятулийских осадочных породах (Онежская..., 2011).

Изотопные данные по углероду и кислороду онежских карбонатных пород не противоречат выводам, сделанным на основе литологических данных: осадконакопление в позднем ятулии происходило в мелководных эвапоритовых бассейнах (Melezhik et al., 2015).

Пана-Куолаярвинский палеобассейн приурочен к одноимённому синклинорию, расположенному в северо-западной части Карельского кратона. Синклинорий протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние 100 км при ширине около 30 км. На позднеархейском фундаменте залегают палеопротерозойские породы общей мощностью 530 метров. В основании разреза присутствуют конгломераты, кварциты, аркозовые песчаники с прослоями слюдистых и хлорит-карбонатных сланцев, что указывает на предшествующую пенепленизацию территории. Вверх по разрезу они сменяются чередующимися вулканогенными породами: базальтами, андезибазальтами и их туфами. На вулканогенных породах залегают карбонатные породы, карбонат-хлоритовые, серицит-хлоритовые сланцы, сменяемые выше по разрезу кварцито-песчаниками, доломитами, мраморами с прослоями хлорит-биотитовых сланцев.

Анализ геохимических особенностей карбонатных пород Онежского и Пана-Куолаярвинского палеобассейнов показал, что поступление в Онежский осадочный палеобассейн эксгаляционного материала было ограничено. Установлено поступление гидротермального материала в периферические части бассейна. В начале позднего ятулия (онежский горизонт) существовали глубоководные условия как в Онежском, так и в Пана-Куолаярвинском палеобассейнах. В области осадконакопления Пана-Куолаярвинской бассейна зафиксировано присутствие эксгаляционного материала. Позднее к концу ятулия происходит обмеление обоих бассейнов и усиление гидротермальной деятельности.

В процессе эволюции палеопротерозойских бассейнов Карельского кратона (от позднего ятулия к позднему людиковию) происходит сокращение их площади в северной части кратона. Одновременно происходит уменьшение поступления в область седиментации материала гидротерм, но возрастает поступление эндогенного материала, возможно, туфогенного, что указывает на возрастание магматической активности к людиковию.

В общем случае положительные аномалии $\delta^{13}C_{карб.}$ можно связать с окислительными условиями, а отрицательные аномалии – с восстановительными обстановками осадконакопления. При прочих равных условиях, окислительные условия будут преобладать в бассейне седиментации при незначительной (замедленной) скорости осадконакопления, а восстановительные – при значительной скорости захоронения осадков при тектонических подвижках, прогибании дна бассейна. А это косвенно свидетельствует о начале траппового магматизма с людиковия.

Отрицательные величины $\delta^{34}S$ ятулийских карбонатных пород можно увязать с их прибрежно-морским генезисом, частично с их образованием в засолоненных лагунах, а людиковийских - в глубоководных котловинах с высокой скоростью осадконакопления.

Наличие положительных величин $\delta^{34}S$ можно объяснить только как результат эпигенетического образования в результате сульфатредукции. Для пород протерозойского бассейна осадконакопления изотопный состав сульфатной серы определяется как сравнительно стабильный. В качестве источникаисточника серы можно рассматривать ангидритовые и гипсовые прослои эвапоритов (они фиксируются в современном разрезе ятулия).

Химический состав (большое содержание кремнезема) людиковийских пород Пана-Куолаярвинского палеобассейна характеризует мелководные условия и стабильный привнос осадочного материала (и органического вещества) с прилегающей территории. При переходе от ятулия к людиковию кратковременная регрессия привела к значительному поступлению в бассейн терригенного материала, что привело к смене ятулийского карбонатонакопления на формирование горизонтов алевролитов (нижняя часть разреза). Затем происходит углубление бассейна, что приводит к возрастанию роли карбонатонакопления. Однако поступление кластогенного материала с суши продолжается. Осадконакопление происходило в мелководной и прибрежно-мелководной области осадочного бассейна, а терригенный материал в процессе осадконакопления рассматриваемых отложений претерпел минимальный перенос. Источник – магматические породы основного состава и в меньшей степени породы кислого состава (архейский фундамент). В ходе начавшейся трансгрессии происходит накопление осадков, обогащенных органическим углеродом.

Геохимические характеристики рассматриваемых отложений свидетельствуют об ограниченности развития аноксидных обстановок в палеоводоеме. Отложения Пана-Куолаярвинского палеобассейна формировались при смешанном карбонатно- терригенном и карбонатном типе седиментации, в отличие от Онежского палеобассейна, где в это время преобладало терригенное осадконакопление.

Различались и диагенетические преобразования в осадках этих двух палеобассейнов. В Онежском преобладали реакции сульфидообразования, в Пана-Куолаярвинском – образование оксидов (магнетита, рутила, ильменита).

Исследования выполнены за счёт государственного бюджетного финансирования в рамках темы НИР № 215 Института геологии КарНЦ РАН.

Литература

Овчинникова, Г.В. Pb-Pb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита юго-восточной Карелии / Г.В. Овчинникова, А.Б. Кузнецов, В.А. Мележик, И.М. Горохов, И.М. Васильева, Б.М. Гороховский // Стратиграфия. Геол. Корреляция. - 2007. - Т. 15. - № 4. - С. 20-33.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. – 431 с.

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

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

Features of Paleoproterozoic carbonate sedimentation on the Karelian craton of the Fennoscandian Shield

Medvedev P.V.[1,2], Kondrashova N.I.[1,2], Lyutikov A.V.[1]

[1]Institute of Geology, Karelian Research Centre of RAS; Russia, 185910, Petrozavodsk,, Pushkinskaya str. 11, pmedved@krc.karelia.ru, kondr@krc.karelia.ru, andrew-greener@yandex.ru

[2] Petrozavodsk State University; Russia, Republic of Karelia, 185910, Petrozavodsk, Lenina pr., 33

On the example of the Pana-Kuolajarvi and Onego Paleoproterozoic sedimentation basins located, respectively, in the northern and southern parts of the Karelian craton (Fennoscandian Shield), the conditions of carbonate sedimentation are considered. In this case, both lithological data and the results of geochemical and stable isotope studies of carbonate rocks were used. Conclusions are drawn on the similarities and differences of carbonate sedimentation in the north and south of the Karelian craton.

Keywords: paleoproterozoic, Karelian craton, carbonate accumulation Paleoproterozoic, Karelian craton, carbonate sedimentation

УДК 552.143:551.248(571.62)

Докембрийские осадочные породы Алдано-Майского бассейна

Медведева С.А.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина (ИТиГ) ДВО РАН. Россия, 680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена 65, medvedeva@itig.as.khb.ru

Охарактеризован состав конгломератов, песчаников, алевролитов, известняков и доломитов, слагающих докембрийские осадочные толщи в Алдано-Майском осадочном бассейне (Дальний Восток России). В Улканском районе реконструкция связи палеобассейна осадконакопления с тектоническими условиями показала чередование коллизионных и рифтовых условий в раннем протерозое. В позднем протерозое реконструируется положение пассивной континентальной окраины. В Майской зоне чередование слоев терригенных и карбонатных пород отражает колебания глубины бассейна седиментации. Карбонаты образовывались в мелком море. Отложение терригенных осадков происходило глубже. В результате сформировались нефтематеринские слои (резервуары) и слои-покрышки. Основной нефтеперспективной свитой на существующем уровне геологических, геофизических и геохимических знаний считается малгинская свита.

Ключевые слова: карбонаты, алевролиты, песчаники.

В 30-х годах XX века в Алдано-Майском осадочном бассейне начались исследования, направленные на обнаружение месторождений нефти. В 1938-1940 гг. из малгинской свиты среднего рифея были получены углеводороды при проходке Лахандинской скважины в Хабаровском крае. Исследования продолжали проводиться ленинградскими, новосибирскими, якутскими научными и производственными организациями. Проводятся сейсморазведочные работы, специализированное на битумоиды геохимическое опробование, бурение скважин и другие. На территории Якутии в конце XX - начале XXI веков пробурено две глубокие скважины, Мокуйская 1 и Усть-Майская 366.

На юго-востоке в Улканском районе разрез осадочной толщи состоит из топориканской (песчаниковая), улкачанской (терригенно-вулканогенная), элгэтэйской (преимущественно вулканогенная) свит нижнепротерозойской улканской серии, биридинской (терригенно-вулканогенная) и конкулинской (песчаниковая) свит верхнепротерозойской (нижнерифейской) уянской серии (Варнавский, 2015), (Гурьянов, 2007). Топориканская свита залегает с размывом на коре выветривания архейских образований, улкачанская свита - несогласно на гравелитах или песчаниках топориканской свиты и на кристаллическом фундаменте Алдано-Станового щита. Нижнерифейская биридинская свита уянской серии с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на корах выветривания и выветрелых вулканитах элгэтэйской свиты. Коры выветривания в основании нижнерифейского разреза свидетельствуют о достаточно пассивном тектоническом режиме Белые с розоватым или желтоватым оттенком средне-крупнозернистые (0,5 - 1 мм) песчаники *топориканской* свиты по петрографическому составу полевошпат-кварцевые и кварцевые. Хорошо окатанные обломки кварца и кварцевых песчаников составляют от 70 до 95-98% объема породы. Калиевый полевой шпат составляет от 0 до 7-10%. В полимиктовых песчаниках 10-15% обломков представлены эффузивными породами. Породы зрелые, накапливались в спокойных условиях пассивной континентальной окраины.

Песчаники *улкачанской* свиты – это светлые сероцветные породы, которые состоят из кварца (50-90 %), микроклина (0-10 %), плагиоклаза (2-20 %), цирконов, пироксенов, рудных минералов. В полевошпат-кварцевых песчаниках отмечаются обломки базальтов, архейских гранитов и гранито-гнейсов (0-5 %). В туфогенных разностях пород кластический материал состоит из неокатанных (от 10 % до 50-60 %) и хорошо окатанных (от 10 до 70 %) обломков кварца (25-40 %), полевых шпатов (от 1-2 до 25 %), базальтов (2-10 %), гранитов, кварцитов, рудных минералов.

Среди песчаников *элгэтэйской свиты* преобладают вулканомиктовые, полимиктовые и полевошпат-кварцевые песчаники, а кварцевые разности редки. Цвет светло-серый, розовато-серый, реже вишнево-серый, малиновый или белый. Это крупно-, крупно-среднезернистые и гравелистые, реже мелкозернистые, породы. В полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаниках обломочный материал представлен зернами кварца (от 50 % до 85 %), плагиоклаза (до 20 %), калишпата (до 25 %), циркона, апатита, рудных минералов (0-2 %). Количество обломков пород (эффузивов, кварцитов, гранито-гнейсов) колеблется от 5 до 10 %. Полимиктовые песчаники мелко-среднезернистые, содержат обломки кварца (10-60 %), плагиоклаза (1-20 %), калишпата (1-15 %) и рудных минералов. Содержание обломков пород: гранитов, гнейсов, кварцитов, габбродиабазов, кислых эффузивов и базальтов колеблется от 15 % до 60 %. Окатанность обломков слабая и средняя, редко хорошая.

Вулканомиктовые песчаники более темные. От 20 до 50 % составляют обломки кварца (10-35 %), плагиоклаза (0-10 %), калишпата (0-15 %) и рудных минералов (1-2 %), а от 40 до 70 % обломки трахидацитов, трахириодацитов, базальтов.

Набор пород улкачанской и элгэтэйской свит свидетельствует, что свиты формировались в условиях рифтового режима. О внутриплитных рифтогенных обстановках Улканского прогиба свидетельствуют и геохимические параметры магматических пород (Гурьянов, 2007).

После перерыва, в раннем рифее, в постколлизионной спокойной обстановке, на корах выветривания более древних пород, происходило отложение биридинской свиты и вышележащей конкулинской свиты.

Конгломераты в основании *биридинской* свиты темно-розовые, состоят из галек кварца 35-75%, плагиоклазов – 10-15%, калиевых полевых шпатов 5-8%, трахириолитов, трахидацитов, гнейсов 10-30%, акцессорных минералов (апатит, рудные, пироксен, ильменит, циркон) 10-20% (http://dv-geolog.ru). Гравелиты отличаются от конгломератов лишь размером обломков. Песчаники полевошпат-кварцевые состоят из кварца 50-85%, полевого шпата 10-25% (в том числе калиевого шпата – 5-10%), пород (риолитов, пегматитов, гнейсо-гранитов) 3-10%. Акцессорные минералы - это циркон, апатит, пироксен, ортит, рудные. Песчаники аркозовые содержат: кварц (60-70%) и полевые шпаты 30-35% (в том числе калиевые полевые шпаты 10-15%). Породы составляют 0-3% (кварциты, гнейсы). Полимиктовые песчаники состоят из кварца (30-50%), полевого шпата (5-15%), обломков пород (трахириолитов, гнейсов, базальтов, диабазов) – 15-25%. Акцессорные минералы: апатит, циркон, рутил.

Песчаники *конкулинской* свиты красноцветные, нередко пятнистые, крупно-и среднезернистые, реже мелкозернистые, породы. Состав их варьирует от почти чисто кварцевого до аркозового, преобладают полевошпат-кварцевые и аркозовые. Встречаются обломки базальтов, трахириолитов, трахидацитов, габбродиабазов, пегматитов, гранитов, анортозитов, плагиогнейсов, кварцитов, пород

коры выветривания и «плавающая» галька молочно-белого кварца, базальтов, трахириолитов, трахидацитов (Гурьянов, 2007).

Оксиды в песчаниках перечисленных толщ содержатся в количестве (здесь и далее в масс. %): SiO_2 – 74.2-96.2, TiO_2 – 0.04-0.95, Al_2O_3 – 1.3-11.8, Fe_2O_3 – 0.46-4.74, MgO – 0.1-5.32, CaO – 0.01-3.6, Na_2O – 0.08-5.78, K_2O – 0.52-7.4, P_2O_5-0.01-0.78 (Гурьянов, 2007), (Медведева, 2017), (фондовые материалы). Данных о валовом химическом составе полимиктовых и вулканомиктовых песчаников нет. По валовому химическому составу проанализированные песчаники относятся к аркозам, субаркозам. Вышеописанная связь палеобассейнов осадконакопления с определенными тектоническими обстановками на основе данных о содержаниях оксидов представлена в (Медведева, 2017).

Красные и фиолетовые оттенки говорят об окислительных обстановках (окисное железо) в мелководном, возможно пресноводном, бассейне в условиях сухого жаркого климата, зеленовато-серые цвета (закисное железо) – о восстановительных обстановках в более глубоких областях. Чаще всего красноцветные разности пород залегают в основании свит фиксируя начало осадконакопления после перерывов. Хорошая окатанность зерен в песчаниках может говорить о длительном нахождении обломков в приливно-отливной зоне или о неоднократном переотложении исходного обломочного материала, или о значительном удалении источников питания.

В Майской зоне разрез наращивают среднерифейские аимчанская и керпыльская серии, а также верхнерифейские лахандинская и уйская серии, представленные чередование терригенных и карбонатных прослоев (таблица). Далее характеристика пород приводится по материалам Объяснительных записок к Государственным картам масштаба 1:200 000. Светлоокрашенные терригенные породы – это преимущественно конгломераты, гравелиты, кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники, полимиктовые песчаники серые и темно-серые. Для алевролитов и аргиллитов характерны темно-серые, черные цвета. Они также могут иметь буро-зеленые, зеленые, красные оттенки.

Карбонатные породы – это известняки, доломиты, переходные между ними разновидности, редко известняковые конгломераты. Известняки темные, серого цвета, нередко пестроокрашенные. Доломиты разноокрашенные: от редких темно-серых до розово-серых, светло-серых, белых, кремовых, желтовато-паленых. Но битуминозные разности известняков и доломитов темно-серые до черных. Карбонатные отложения содержат органические остатки. Характерны горизонты со строматолитовыми постройками, которые показывают режим очень мелких бассейнов со сменой соленой и пресной воды. Водоросли и бактерии (создатели строматолитов) являлись продуцентами исходного рассеянного органического углерода (РОВ). При благоприятных условиях (погружение в зоны нефтегазообразования, соответствующие температура и давление) РОВ преобразуется в микронефть, которая могла мигрировать в коллекторы: песчаники, кавернозные карбонаты.

Чередование нефтематеринских прослоев (тонкие терригенные породы, карбонатные породы со строматолитами), коллекторских прослоев (пористые песчаники, кавернозные известняки и доломиты) и прослоев-покрышек (аргиллиты, плотные карбонаты) создавали условия для образования продуктивных залежей углеводородов (таблица 1).

Таблица 1

Система, отдел, серия	Свита	Состав	Средн. Сорг. %	Пористость, трещиноватость	Резервуар / покрышка
1	2	3	4	5	6
Верхний рифей уйская	Кандык-ская	песчаники, алевролиты	0.02-1.07	2.2 – 12 %. Средняя 7.6 %	коллектор
1	2	3	4	5	6
Верхний рифей лахандинская	Игникан-ская	известняки оолитовые, онколитовые, строма-толитовые; доломиты	0.04-0.27	2.2 – 7.4 %. Средняя 4.6 %	покрышка карбонатная
лахандинская	Нелькан-ская	песчаники, аргиллиты, алевролиты, стромато-литовые известняки	среднее около 0.1	Пористость до 20% песчаник алевролит-3.64% Средняя 13 %	наиболее благоприятный коллектор гранулярный (терригенный)

лахандинская	Милькон-ская	известняки стромато-литовые, онколитовые и битуминозные	0.04, до 0.27	1.11-8.9 % Средняя 3.5% Трещиноватость средняя густота трещин 26.3/м^2	коллектор карбонатный
лахандинская	Кумахин-ская	аргиллиты алевролиты, песчаники, известняки	0.41, до 1.52	меньше 1 %	покрышка
Средний рифей керпыльская	Ципандин-ская	доломиты	0.02, до 0.08	1,0-11,6 % Трещиноватость средняя, густота трещин 36.1/м^2	коллектор кавернозный, трещиноватый карбонатный
керпыльская	Малгин-ская верхняя	битуминозные известняки, доломиты, сланцы	0.68, до 2.52	2.3 – 14.3 % Средняя 8.9 %	коллектор карбонатный
керпыльская	Малгин-ская ниж.	известняки глинистые	0.04, до 0.25	1.11-2.3 %	покрышка
керпыльская	Омнин-ская	аргиллиты, алевролиты		0.4 – 11.2 %	покрышка
Средний рифей аимчанская		терригенно-карбонатные		-	-
Нижний рифей учурская	Эннинская	песчаники, алевролиты	0.17	6-10 до 18.18 %	коллектор
Нижний рифей учурская	Омахтин-ская	доломиты стромато-литовые, песчаники	0.12-0.26	доломиты - 3-5 % песчаники – 8 %	-
Нижний рифей уянская	Бириндин-ская, Конкулин-ская	терригенная	-	-	-
Улканская	Топорикан-ская Улкачан-ская Элгэтэй-ская	терригенно-вулканогенная	-	-	-

Таблица составлена по данным из «Записки…» (Государственная геологическая карта СССР, 1982).

Литература

Варнавский В.Г. Алдано-Майский осадочный бассейн (Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): литостратиграфия докембрия, кембрия / В.Г. Варнавский // Тихоокеанская геология. – 2015. – том 34. – № 2. – С. 82-102.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Майская. Лист О-53-IX (Аим). Объяснительная записка. Составитель И. М. Фердман, редактор Б.Н. Леонов. Москва, 1982. 89 с.

Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит) / В.А. Гурьянов. – Владивосток: Дальнаука, 2007. – 227 с.

Медведева С.А. Эволюция тектонических условий формирования протерозойских осадочных толщ на юго-востоке Сибирской платформы (Улканский район) по литохимическим данным // Успехи современного естествознания. 2017. № 12, стр. 195-200.

5.http://dv-geolog.ru/nauchnye-stati/14-petrografiya-vulkanogennykh-i-osadochnykh-porod-ulkanskogo-progiba.html

Precambrian sedimentary rocks of the ALDANO-MAY basin

Medvedeva S.A.

Institute of Tectonics and Geophysics Yu.A. Kosygin FEB RAS; Russia, 680 000, Khabarovsk, Kim Yu Chen Street, 65, medvedeva@itig.as.khb.ru

The composition of conglomerates, sandstones, siltstones, limestones and dolomites composing Precambrian sedimentary strata in the Aldano-May sedimentary basin (Far East of Russia) is characterized. In the Ulkan region, the reconstruction of the connection of the paleobasin of sedimentation with tectonic settings showed the rotation **of collisional and rift environments in the Early Proterozoic. In the Late Proterozoic, the situation of the passive continental margin is reconstructed. In the May zone, the alternation of layers of terrigenous and carbonate rocks reflects fluctuations in the depth of the sedimentation basin. Carbonates were formed in a shallow sea. The deposition of terrigenous sediments occurred deeper. As a result, oil-producing layers (reservoirs) and insulating layers were formed. The main oil-prospective suite at the existing level of geological, geophysical and geochemical knowledge is considered to be the malginskaya suite.**

Keywords: carbonates, siltstones, sandstones

УДК 551.311.231:553.068.4:553.41 (571.61)
Зона окисления и кора выветривания рудной зоны «Звёздочка» месторождения «Пионер» (Приамурская золотоносная провинция)

Мельников А.В.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН. Россия, 675000, г. Благовещенск, пер.Рёлочный, 1, melnikov_anton1972@mail.ru

На территории Приамурской золотоносной провинции широко развиты коры выветривания и зоны окисления над золоторудными месторождениями и проявлениями, что значительно затрудняет поиски первичных золотых руд. Исследован состав коры выветривания и зоны окисления рудной зоны «Звездочка», являющейся одним из участков золоторудного месторождения «Пионер». Определен петрографический состав пород рудной зоны, а также минеральный состав руд, метасоматитов и рудных минералов рудной зоны. Установлено, что характерным признаком коры выветривания по рудам и метасоматитам рудной зоны является преобладание в составе мелко- и крупнозернистой фракции пирита, с вкрапленностью пирротина и халькопирита. В шлиховых пробах протолочек отмечаются знаковые количества реликтовых сульфидов (пирита, галенита, сфалерита) и золота. Эти критерии могут быть использованы при поисковых работах на золотое оруденение в Приамурской провинции и в сходных с ним регионах.

Ключевые слова: рудная зона, метасоматиты, кора выветривания, пирит, золото.

Рудная зона «Звёздочка» расположена в северо-западной части золоторудного месторождения «Пионер» (рис. 1). Зона окисления, так же как и кора выветривания, в пределах рудной зоны распространена ограниченно, мощность ее меняется от 3.0 до 8.0 м. Окисленные руды здесь не установлены, поэтому описание вещественного состава приводится только по первичным рудам. Интересно то, что, несмотря на значительную трещиноватость пород (скв. 370, 372 и др.), по линейным зонам окисления отмечается незначительно. Хотя в целом трещиноватость пород на зоне «Звёздочка» значительно меньше, чем на зонах «Бахмут», «Андреевская», «Восточная», «Южная».

Основные рудовмещающие породы зоны «Звёздочка» - мелко-среднезернистые гранодиориты, гранодиорит-порфиры, диориты и диоритовые порфириты с большим количеством даек кварцевых диоритовых порфиритов и андезитов. Породы неравномерно раздроблены, частично катаклазированы, деформированы, слабо перекристаллизованы, отмечаются единичные зеркала скольжения с маломощными глинками трения. Характерна интенсивная серицитизация, хлоритизация, аргиллизация и окварцевание по массе пород. Все гидротермально-метасоматические изменения по разрезу неравномерны (от слабых изменений до почти полных серицит-кварцевых метасоматитов (рис. 2).

Первичные породообразующие минералы существенно изменены: плагиоклазы в различной степени альбитизированы, неравномерно пелитизированы и замещены слюдисто-глинистыми агрегатами (серицит-гидрослюдисто-каолинитовыми). Иногда отмечаются крупные выделения полевых шпатов, частично каолинизированных.

Основное образование глинистых минералов происходило за счет аргиллизации. От тёмноцветных минералов практически ничего не осталось – почти полностью замещены глинисто-слюдистой массой. Роговая обманка частично или полностью замещается актинолитом, микро-мелкозернистым карбонатом, иногда в ассоциации с турмалином. Биотит замещается хлоритом, в котором в качестве акцессорного выделяется магнетит, иногда замещается сложным карбонат-эпидот-цоизитовым агрегатом. Все эти замещения сугубо метасоматические (гидротермально-метасоматические).

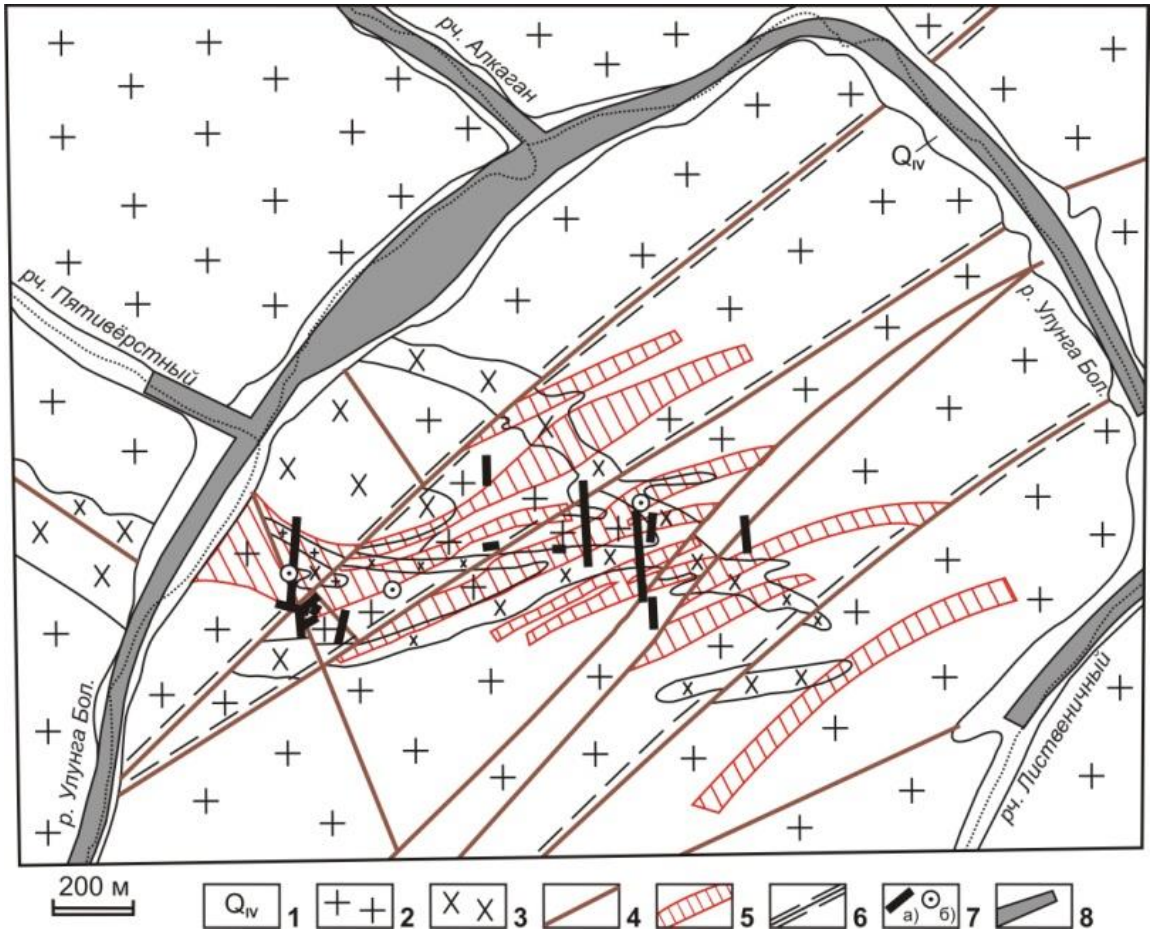


Рис. 1. Рудная зона «Звёздочка» месторождения «Пионер»

1 – аллювиальные четвертичные отложения (песок, галька, гравий); 2 – гранодиориты и гранодиорит-порфиры среднезернистые биотит-роговообманковые верхнеамурского комплекса (K_1v); 3 – диориты и диоритовые порфириты среднезернистые порфировые биотит-амфиболовые буриндинского комплекса (K_1); 4 – разломы; 5 – минерализованные зоны с жильно-прожилковым золотым оруденением; 6 – зоны дробления и трещиноватости пород; 7 – горные выработки: а) бульдозерные канавы, б) скважины колонкового бурения; 8 – промышленные россыпи золота.

Довольно широко в виде мономинеральных прожилков распространен гематит (рис. 3). Гематит, вероятно, гидротермально-метасоматического происхождения.

Вмещающие интрузивные породы зоны «Звёздочка» сильно карбонатизированы по массе, отмечается очень интенсивное замещение кальцитом плагиоклазов.

Также вмещающие породы сульфидизированы по кварцевым прожилкам и по массе (до 3-5%). Среди обелённой, пелитизированной массы кварц-слюдисто-глинистого состава видная рассеянная вкрапленность кристаллического пирита кубического габитуса без какой-либо четкой приуроченности к определенным минеральным формам, а также в виде коротких цепочек монокристаллов, приуроченных к локальным трещинам. Присутствует пирит и в виде тончайшего напыления на плоскостях трещинок мелкокристаллической безформенной массы в виде локальных небольших гнездовых скоплений. Наиболее интенсивно рудная минерализация проявлена по трещинам, залеченным кварцем последней генерации (сечет все остальные кварцевые и кварц-доломитовые прожилки). Здесь пирит встречается сплошными мелкозернистыми массами зеленовато-желтого цвета без выраженных кристалломорфологических форм, иногда совместно с другими рудными минералами.

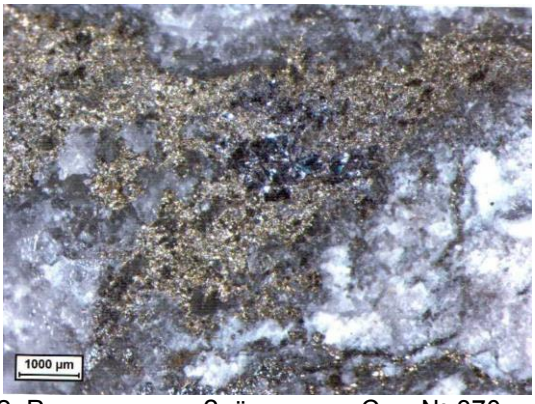


Рис. 2. Рудная зона «Звёздочка». Скв. № 370, глуб. 61.0 м. Пиритизированный по массе метасоматически измененный гранодиорит-порфир

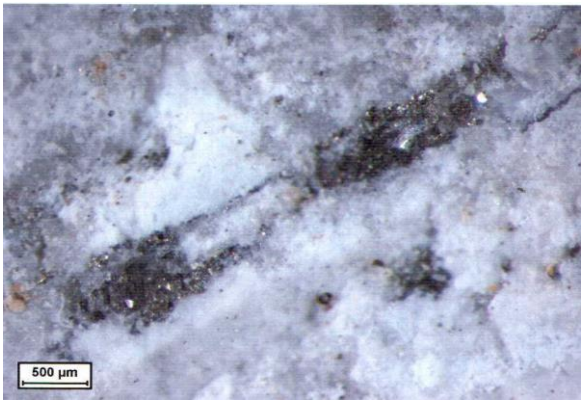


Рис. 3. Рудная зона «Звёздочка». Скв. № 370, глуб. 57.0 м. Прожилок гематита в метасоматически измененных диоритовых порфиритах

По рудным интервалам отмечается неравномерное прожилковое и прожилково-сетчатое окварцевание. Выделяются прожилки кварцевого, кварц-кальцитового, реже кварц-доломитового состава (на наиболее глубоких горизонтах) (рис. 4), а также сложные кварц-гематитовые прожилки (рис. 5). Присутствуют и очень тонкие, нитевидные единичные кварц-пиритовые прожилки-просечки почти чёрного цвета за счет формирования по тонкокристаллическому пириту землистого марказита. Кварц микрокристаллический и скрытокристаллический, серый, серовато-белый, полупрозрачный и светло-сиреневый, аметистовидный.

Толщина прожилков от долей мм до 1.5 см; в последнем случае это сложные кварц-доломитовые прожилки, в которых розовый доломит выполняет центральные части прожилка. Количество прожилков меняется от 5-10 до 50 штук/п.м.

В целом для рудной зоны «Звёздочка» характерна довольно сложная рудная минерализация. Кроме пирита отмечаются жилки и гнездовые вкрапления галенита в сплошных массах и в виде хорошо огранённых кристаллов (рис. 6). Среди скоплений галенита выделяются единичные чёрные агрегаты с ярким алмазным блеском и формами граней кристаллов, характерных для сфалерита.

Сложная сульфидная минерализация отмечается в скважине № 372; здесь развит пирит (до 7-8%) в виде интенсивной «сыпи» по массе, мелких и достаточно крупных (до 2.0-3.0 мм) кубических кристаллов с неясной штриховкой, их агрегатоподобных скоплений, а также яркий соломенно-желтый «плёночный» пирит. В пирите отмечаются единичные вкрапленники тонкокристаллического пирротина и мелкокристаллического халькопирита. Характерно большое количество галенита, который иногда образует маломощные прожилки невыдержанной мощности и простирания, часто в ассоциации с пиритом. Из акцессорных минералов отмечаются только рутил, изредка циркон.



Рис. 4. Рудная зона «Звёздочка». Скв. № 370, глуб. 57.0 м. Кварц-доломитовый прожилок в метасоматически измененных диоритовых порфиритах

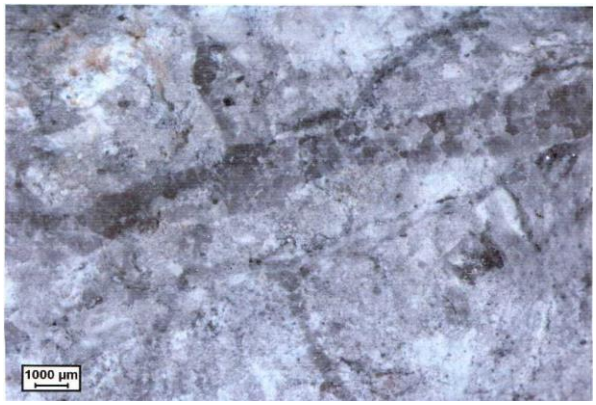


Рис. 5. Рудная зона «Звёздочка». Скв. № 370, глуб. 57.0 м. Система разнонаправленных кварцевых и пирит-гематит-кварцевых прожилков пиритизированных метасоматически измененных диоритовых порфиритах

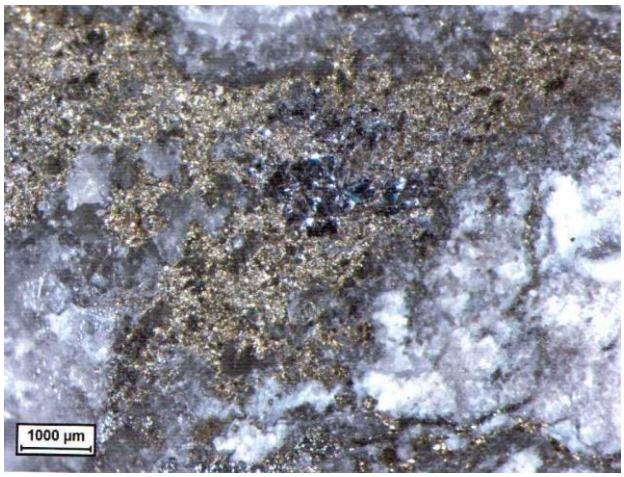


Рис. 6. Рудная зона «Звёздочка». Скв. № 370, глуб. 57.0 м. Галенит-пиритовое оруденение метасоматически измененных диоритовых порфиритах

Oxidation zone and weathering crust of the Zvezdochka ore zone of the Pioner deposit (Priamursk gold-bearing province)

Melnikov A.V.

Institute of Geology and Nature Management FEB RAS. Russia, 675000, Blagoveshchensk, Ryolochny per. 1, melnikov_anton1972@mail.ru

On the territory of the Priamur gold-bearing province weathering crusts and oxidation zones over gold deposits and occurrences are widely developed, which significantly complicates the search for primary gold ores. The composition of the weathering crust and oxidation zone of the Zvezdochka ore zone, which is one of the sections of the Pioneer gold deposit, was studied. The petrographic composition of rocks of the ore zone, as well as the mineral composition of ores, metasomatites and ore minerals of the ore zone were determined. It was established that the characteristic feature of the weathering crust in ores and metasomatites of the ore zone is the predominance of fine- and coarse-grained pyrite fraction with pyrrhotite and chalcopyrite phenocrysts. Significant amounts of relict sulfides (pyrite, galena, sphalerite) and gold are noted in schlich samples of protoloches. These criteria can be used in prospecting for gold mineralization in the Priamur province and in similar regions.
Keywords: ore zone, metasomatites, weathering crust, pyrite, gold

УДК 551.83(470.32)
Литолого-фациальная характеристика нижнефранских отложений девона Воронежской антеклизы и связанные с ними полезные ископаемые

Милаш А.В.

Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, pirit86@yandex.ru

Дана литологическая характеристика нижнефранских отложений девона. Показано, что формирование исследуемых образований практически на всей территории Воронежской антеклизы происходило в условиях теплого гумидного климата при малоамплитудных тектонических движениях. Море трансгрессировало с востока, а с юга и запада шел снос терригенного материала. Ястребовские отложения формировались в прибрежно-морских и мелководно-морских условиях, а на юго-востоке Воронежской антеклизы также в лагунных и дельтовых условиях. Характерной особенностью ястребовских образований является примесь в них пирокластического материала на юго-востоке исследуемой территории, поступавшего из действующих вулканов, вследствие чего, вулканогенно-осадочные породы ястребовской свиты на данной территории являются титаноносными. Мощность вскрышных пород от 12-20 м до 181 м. Содержание условного ильменита от первых килограммов до 389 кг/м^3. Промышленная добыча погребенных титановых россыпей на сегодняшний день является нецелесообразной,

вследствие сложных горнотехнических условий, но вполне могут извлекаться как сопутствующее полезное ископаемое при комплексном освоении имеющихся месторождений. В чаплыгинское время терригенные осадки образовывались в условиях опресненной мелководной и относительно глубоководной лагун, а также в прибрежно-морских условиях. Повышенное содержание каолинита на юге исследуемой территории, образовавшегося за счет размыва кор выветривания, позволяет выделить прогнозную площадь на керамическое сырье. Из-за малой мощности полезной толщи и значительной мощности вскрышных пород добыча возможна лишь в качестве попутно добываемых при разработке месторождений.

Ключевые слова: девон, Воронежская антеклиза, фация.

Введение. Франский ярус верхнего девона делится на три подъяруса. Нижний подъярус сложен пашийским (ястребовская свита) и тиманским (чаплыгинская свита) горизонтами.

Отложения ястребовской свиты распространены северо-восточнее линии г.г. Курск-Острогожск-Богучар и с размывом залегают на подстилающих их живетских образованиях. Судя по развитию прибрежно-морских фаций, современная граница распространения свиты близко совпадает с береговой линией морского бассейна ястребовского времени.

Отложения чаплыгинской свиты развиты северо-восточнее линии г.г. Севск-Курск-Россошь-Богучар. Они согласно залегают на ястребовских образованиях и только вдоль границы выклинивания от г. Нового Оскола до г. Богучара – на коре выветривания докембрийских пород. На большей части площади чаплыгинские отложения согласно перекрыты карбонатными, реже глинисто-карбонатными образованиями саргаевского горизонта (Девон…, 1995).

Фациальные обстановки ястребовского времени Воронежской антеклизы. Осадки ястребовского времени накапливались в прибрежно-и мелководно-морских зонах с различной гидродинамикой среды, обусловленной близостью берега и глубиной морского дна. Помимо этого, накопление осадочного материала происходило в переходных зонах от морского бассейна к континенту (Милаш, 2016). Типичные мелководно-морские осадки формировались на северо-востоке Воронежской антеклизы (зоны IIАБ и IIА,IIБ). Разрез в зоне IIАБ представлен аргиллитоподобными глинами, содержащими редкие раковины лингул и переслаивающимися с глинистыми алевролитами. Разрез в фациальной зоне IIА,IIБ сложен аргиллитами и песчаниками, образовавшимися в мелководно-морских условиях слабой (IIА), а также средней гидродинамической среды (IIБ). Пески обычно тонко-, реже мелкозернистые с неясно выраженной слоистостью. Глины имеют близкую к горизонтальной слоистость, взаимно переходят друг в друга, часто образуют тонкое переслаивание.

На северо-востоке исследуемой территории можно выделить ряд зон, связанных с локальными поднятиями и впадинами доястребовского рельефа. Впадины (зоны IIА), в основном, расположены вдоль южной границы фациальной зоны IIА,IIБ. В них разрез сложен только аргиллитоподобными глинами. Поднятие (зона IIБ) расположено на севере-западе от с. Елань-Колено. Разрез в данной зоне представлен тонко-мелкозернистыми слюдисто-кварцевыми песчаниками, мощностью до 24 м.

В центральной части территории, в пределах, по-видимому, подводного поднятия, расположена зона распространения песчаных отложений (IIБ), представленная мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с глинистым цементом, имеющими горизонтальную и пологую косую слоистость.

В самой юго-восточной части территории распространены неслоистые, в различной степени алевритистые глины, содержащие раковины брахиопод, рыбный детрит. Эта часть территории в ястребовское время располагалась в наиболее глубоководной части морского бассейна (зона IIА). Морские отложения также накапливались на северо-западе рассматриваемой площади, юго-восточнее г. Брянска, где в ястребовское время располагалась обширная впадина (зона IIА) в которой отлагались пестроцветные глины, плотные, неслоистые, жирные, аргиллитоподобные.

В районе г.г. Малоархангельска и Брянска располагаются зоны IIIАБ,IIА, отложения в которых представлены ритмичным переслаиванием алевритов и аргиллитоподобных глин, описанных выше.

Обширную площадь исследуемой территории в районе г. Ливны занимает зона IIIАБ, отложения которой сформировались в прибрежно-морских условиях со слабой и средней активностью гидродинамического режима. Разрез в ней практически нацело сложен алевритами и алевролитами.

Вблизи границы выклинивания распространены песчаные отложения, формировавшиеся в условиях средней (IIIБ), активной (IIIВ), а также средней и активной гидродинамических сред (IIIБВ). Западнее г. Павловска и вдоль всей границы распространения отложений фрагментарно отмечаются зоны IIIБ, связанные с локальными поднятиями доястребовского рельефа. Разрез в них представлен песчаниками слюдисто-кварцевыми, с примесью полевых шпатов, с глинистым и известково-глинистым цементом. Данные отложения в районе г. Павловска содержат пепловый материал.

В центральной части территории, у границы выклинивания отложений, отмечаются зоны IIIВ, которые указывают на высокую гидродинамику среды в прибрежной части ястребовского моря. Отложения данных зон представлены грубозернистыми кварцевыми песчаниками.

В центральной и юго-восточной частях Воронежской антеклизы располагается зона IIIА,IIIБ, которая протягивается параллельно границе распространения отложений от с. Верхний Мамон на юге

исследуемой территории до пгт. Касторное в центральной ее части. Разрез данной зоны представлен переслаиванием песчаников и аргиллитоподобных глин с подчиненным содержанием алевролита. Песчаники мелко-среднезернистые с глинистым цементом. Глина слабоалевритистая, с плохо выраженной горизонтальной слоистостью. На юго-востоке зоны, выделяется подзона, отличающаяся наличием пеплового материала в песчаниках. В данной фациальной зоне можно наблюдать участки с максимальными мощностями вулканогенных пород и наибольшей размерностью вулканогенно-обломочных пород, локализованых в виде разобщенных полей изометричной формы вблизи разломов, где существовали вулканические аппараты. Это зоны VIA, разрез которых представлен переслаиванием вулканогенно-обломочных пород и аргиллитоподобных глин, формировавшихся в прибрежно-морских (IIIA) условиях. Среди вулканогенно-обломочных пород выделяются вулканокластические (туфы, туффиты) и вулканогенно-осадочные (туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники). Собственно туфы составляют не более 10 %, что свидетельствует о переработке вулканического материала в осадочном процессе. Особенностью вулканогенных отложений является наличие в них ильменита с преобладающим размером зерен 0,2–0,6 мм, тяготеющего к участкам с преобладанием вулканокластического материала и повышенным его содержанием в разрезах.

На юго-востоке исследуемой территории, вдоль границы распространения отложений, наблюдаются две фациальные зоны, представляющие собой конусы выноса речных отложений (IVE). Породы в них представлены песчаниками, от мелко- до крупнозернистых, косослоистыми. Между двумя конусами выноса в ястребовское время находилась лагуна (IVA), в которой формировались аргиллитоподобные иллит-каолинитовые глины плотные, со слабой горизонтальной слоистостью.

Северо-восточнее зоны IVA располагается зона IVБ, представляющая собой бар или барьерный остров. Отложения в данной зоне представлены песчаником кварц-вулканомиктовым, горизонтальнослоистым, мелкозернистым на глинистом цементе с тонкорассеянным ильменитом.

Проявления погребенных титановых россыпей на Воронежской антеклизе. Ястребовское время ознаменовалось проявлением эксплозивной вулканической деятельности в юго-восточной части Воронежской антеклизы, которая оказала существенное влияние на осадконакопление. Ястребовские образования здесь характеризуются наличием в разрезе вулканогенно-обломочных пород, наиболее грубые разности которых, накапливались вокруг центров извержений. Вулканогенно-обломочные породы распространены в зоне Лосевско-Мамонского разлома и оперяющих его нарушений, где наблюдаются в виде линз среди нормально-осадочных отложений (Быков, 1989).

На юго-востоке исследуемой территории титаноносными являются широко распространенные туфопесчаники, обогащенные ильменитом и титаномагнетитом. Проявления сосредоточены в участках преимущественного развития вулканитов в полосе шириной около 30 км, ориентированной в северо-западном направлении параллельно Лосевско-Мамонскому региональному разлому, послуживших источником кластогенного рудоносного материала россыпей. Мощность продуктивных туфопесчаников от 1-3 м до 13-20 м. Мощность вскрышных пород от 12-20 м до 181 м. Содержание условного ильменита от первых килограммов до 389 кг/м^3.

Крупность зерен ильменита от +0,1 до 0,05 мм, в основном менее 0,05 (93.5%). Химический состав ильменита %: TiO_2 – 45,6-48,8; FeO – 29,54-33,0; Fe_2O_3 – 13,37-15,5; MnO – 0,76-1,18; MgO – 1,0-4,66; SiO_2 – 0,46-2,1; Al_2O_3 – 0,9-1,12; Cr_2O_3 – 0,34-1,19; P_2O_5 – 0,024-0,05; V_2O_5 - меньше 0,01; Nb_2O_5 – 0,075-0,08.

В настоящее время титановые россыпи не разрабатываются. Промышленная добыча погребенных титановых россыпей на сегодняшний день является нецелесообразной, вследствие сложных горнотехнических условий, но они вполне могут извлекаться как сопутствующее полезное ископаемое при комплексном освоении имеющихся месторождений.

Фациальные обстановки чаплыгинского времени Воронежской антеклизы. В чаплыгинское время терригенные осадки образовывались в условиях опресненной мелководной и относительно глубоководной лагун, а также в прибрежно-морских условиях с различной гидродинамикой среды. На крайнем востоке и севернее г. Воронежа располагается прибрежно-морская зона, представленная незакономерно переслаивающимися в различных пропорциях глинистыми, алевритовыми и песчаными породами с преобладанием двух первых разновидностей (зона IIIГ). Мощности отдельных прослоев колеблются от 1 см до 10 и более метров, обычно составляя первые метры. Преобладает сероцветная с зеленоватым оттенком, реже шоколадно-коричневая окраска пород, среди которых изредка отмечаются тонкие прослои известняка и окисленного сидерита. Глины иногда карбонатные, в алевритах и песках изредка наблюдается редкая вкрапленность пелитоморфных сидерита и кальцита.

К юго-западу от рассмотренной территории расположена зона со сложной конфигурацией и строением, где морские осадки, образовавшиеся при переменном гидродинамическом режиме (литотип IIIГ) залегают вверху, а подстилаются они лагунными пестроцветными глинами красноватой, буроватой, реже зеленой окраски (литотип IVA). Прибрежно-морские отложения аналогичны выше описанным, а лагунные отличаются более тонким составом. В пределах рассматриваемой зоны встречаются впадины, выполненные только глинистым материалом (зона IIIA). Глины жирные, плотные, аргиллитоподобные, тонкослоистые, слабослюдистые, сложены каолинитом и гидрослюдой

с незначительной примесью хлорита, монтмориллонита. В глинах отмечаются многочисленные остатки фауны беззамковых брахиопод и углефицированные растительные остатки.

На севере антеклизы располагался мелководный субширотный морской залив (зона IIIБА), где образовались алевриты с резко подчиненными прослоями тонкозернистых горизонтальнослоистых кварцевых песков с заметной примесью глинистого материала. Западнее этого залива (Брянский район) находились участки мелководной (зона IVБ) и глубоководной лагун (зона IVА).

На юго-востоке Воронежской антеклизы большую часть площади занимает фациальная зона IVД. Отложения в ней образовались в условиях обширных заболоченных озер и мелководных опресненных лагун. Разрез представлен аргиллитоподобными глинами, пестрыми, жирными, неравномерно обогащенными алевритовым материалом и обильными обрывками растений, встречаются отпечатки лингул и эстерий. В средней и нижней частях разреза глина менее прочная за счет наличия линз и гнезд алеврита, органических остатков, иногда сидерита. Наблюдаются ходы илороев, заполненные алевритовым материалом. Средняя мощность глинистых отложений в данной фациальной зоне составляет 10-15 м. В юго-западной части зоны в чалыгинское время выделяется несколько локальных поднятий, сложенных пачкой песчано-глинистых пород (зоны IVБ и IVД-IVБ).

На юге исследуемой территории, у границы размыва, располагается фациальная зона IVБ-IVД. Разрез представлен аргиллитоподобными глинами и песчаниками с преобладанием первых. В основании залегают песчаники с подчиненным количеством алевролита. Песчаник мелко-среднезернистый до алевритистого, с многочисленными обуглившимися растительными остатками. В нижней части попадаются раковины лингул и остракод. Местами в песчанике встречается густая вкрапленность ильменита. Наличие песчаников (мощностью 2-3 м) в подошве разреза фациальной зоны IVБ-IVД свидетельствует о том, что на данной территории в начале чаплыгинского времени существовало локальное поднятие, а вкрапленность ильменита свидетельствует о частичном размыве нижележащих ястребовских отложений с повышенными содержаниями этого минерала (Милаш, 2014). Выше залегает аргиллитоподобная глина серая с зеленоватым оттенком, каолинитовая, жирная на ощупь, плотная, с редкими тонкими прослоями алевролита. По всему разрезу встречаются многочисленные углефицированные растительные остатки, раковины лингул и остракод. Согласно ранее выполненных работ (Жабин,2008; Савко,1988), содержание каолинита в данных глинах, образовавшихся за счет размыва кор выветривания (Литология…,2001), доходит до 80%, что позволяет выделить прогнозную площадь на керамическое сырье, которая пространственно связана с данной фациальной зоной. Но из-за малой мощности полезной толщи (до 5 м) и значительной мощности вскрышных пород (от 20 м) добыча возможна лишь в качестве попутно добываемых при разработке месторождений.

Заключение. Нижнефранские отложения Воронежской антеклизы формировались в различных условиях – лагунных, прибрежно-морских, и относительно удаленных от берега участках дна чрезвычайно мелководного эпиконтинентального морского бассейна. Море двигалось с востока, северо-востока, а снос терригенного материала шел с юга и запада. Судя по составу нижнефранских образований, область сноса была сложена интенсивно выветрелыми среднедевонскими осадочными и докембрийскими кристаллическими породами.

Характерной особенностью ястребовских образований является примесь в них пирокластического материала, поступавшего из действующих вулканов. На юго-востоке Воронежской антеклизы туфопесчаники ястребовской свиты являются титаноносными. Мощность вскрышных пород от 12-20 м до 181 м. Содержание условного ильменита от первых килограммов до 389 кг/м^3. Промышленная добыча погребенных титановых россыпей на сегодняшний день является нецелесообразной, вследствие сложных горнотехнических условий (большая мощность вскрыши, обводненность), но вполне могут извлекаться как сопутствующее полезное ископаемое при комплексном освоении имеющихся месторождений.

Терригенные осадки в чаплыгинское время образовывались в условиях опресненной мелководной и относительно глубоководной лагун, а также в прибрежно-морских условиях с различной гидродинамикой среды. Повышенное содержание каолинита (до 80%) на юге исследуемой территории, позволяет выделить прогнозную площадь на керамическое сырье. Из-за малой мощности полезной толщи (до 5 м) и значительной мощности вскрышных пород (от 20 м) добыча возможна лишь в качестве попутно добываемых при разработке месторождений (граниты, вулканогенно-осадочные титановые россыпи, медно-никелевые руды).

Литература

Быков, И.Н. Полезные ископаемые вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород / И.Н. Быков, В.А. Канцеров // Полезные ископаемые Воронежской антеклизы. – Воронеж. – 1989. – С. 100–117.

Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы / Г.Д. Родионова [и др] ; под ред. М.А. Ржосницкой. – М., 1995. – 265с.

Жабин, А.В. Глинистые минералы осадочного чехла Воронежской антеклизы / А.В. Жабин, А.Д. Савко, В.И. Сиротин // Труды научно-исследовательского института геологии. – Воронеж, Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2008. – Вып. 51. – 92 с.

Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы / А.Д. Савко [и др] // Труды научно-исследовательского института геологии. – Воронеж, Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2001. – Вып. 3. – 201 с.

Милаш, А. В. Литолого-фациальная характеристика ястребовских отложений юго-востока Воронежской антеклизы / А.В. Милаш // Вестник Воронеж. гос. ун-та. – Сер.: Геология. – Воронеж. – 2016. – № 1. – С. 37–43.

Милаш, А. В. Фациальная характеристика чаплыгинских отложений нижнего франа юго-востока Воронежской антеклизы / А. В. Милаш // Вестник Воронеж. гос. ун-та. – Сер.: Геология. – Воронеж. − 2014. − № 3. – С. 115−118.

Савко, А.Д. Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя Воронежской антеклизы / А.Д. Савко – Воронеж, Изд-во ВГУ, 1988. – 192с.

Lithological and facies characteristics of the Lower Fran deposits of the Devonian of the Voronezh antecline and related minerals

Milash A.V.

Voronezh State University, Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, pirit86@yandex.ru

The lithological characteristics of the Lower Fran deposits of the Devonian are given. It is shown that the formation of the studied formations in almost the entire territory of the Voronezh anteclise occurred in a warm humid climate with low-amplitude tectonic movements. The sea transgressed from the east, and from the south and west there was a demolition of terrigenous material. The Yastrebov deposits were formed in coastal-marine and shallow-sea conditions, and in the south-east of the Voronezh antecline also in lagoon and delta conditions. A characteristic feature of the Yastreb formations is the admixture of pyroclastic material in them in the south-east of the studied territory, coming from active volcanoes, as a result, volcanogenic sedimentary rocks of the Yastreb formation in this territory are titanium-bearing. The capacity of overburden rocks is from 12-20 m to 181 m. The content of conditional ilmenite is from the first kilograms to 389 kg/m^3. Industrial extraction of buried titanium placers is currently impractical, due to difficult mining conditions, but they may well be extracted as an accompanying mineral in the complex development of existing deposits. In Chaplygin time, terrigenous sediments were formed in conditions of desalinated shallow and relatively deep-water lagoons, as well as in coastal-marine conditions. The increased content of kaolinite in the south of the study area, formed due to the erosion of the weathering crust, makes it possible to allocate a forecast area for ceramic raw materials. Due to the low capacity of the useful thickness and the significant capacity of overburden rocks, extraction is possible only as simultaneously extracted during the development of deposits.

Keywords: Devon, Voronezh antecline, facies

УДК 551.735.1;553.3.072
Обстановки седиментации рудовмещающих отложений Озернинского рудного узла (Удино-Витимская зона, Западное Забайкалье)

Минина О.Р.[1], Ланцева В.С. [1,] Неберикутина Л.Н.[2]

1 – Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Россия, 67037. г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой 6а, yaksha@rambler.ru

2 – Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, neberikutina@bk.ru

В результате комплексных исследований палеозойских вулканогенно-осадочных комплексов Озернинского рудного узла (Удино-Витимская зона) установлено, что колчеданно-полиметаллические руды локализованы в породах раннегерцинского структурного этажа. Особенности состава и строения отложений свидетельствуют о том, что осадконакопление в раннем–начале позднего девона происходило в обстановках открытого морского шельфового бассейна с терригенным побережьем. В позднем девоне–раннем карбоне палеобассейн примыкал к зоне вулканизма.

Ключевые слова: девон–ранний карбон, фации

В настоящее время в мировой геологической практике большое значение придается изучению седиментологических критериев, описывающих эволюцию осадочных бассейнов и выполняющих их комплексов. В свою очередь, эти критерии служат надежными индикаторами геодинамических режимов, а обоснование тектоно-седиментологических моделей осадочных бассейнов является важнейшим элементом современных палеотектонических реконструкций.

Наиболее важной структурой в понимании тектонической эволюции Западного Забайкалья в палеозое является Удино-Витимская структурно-формационная зона (СФЗ) (Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012 и др.). СФЗ представляет особый интерес еще и потому, что с вулканогенно-осадочными породами нижнекембрийской олдындинской свиты традиционно связывают многочисленные проявления полезных ископаемых, в том числе крупнейшее в России Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение. Несмотря на высокую степень изученности месторождения, до сих пор остаются дискуссионными генезис руд, их возраст и условия локализации (Васильев, 1977; Дистанов и др., 1972; Гордиенко, Нефедьев, 2015; Государственная…, 2016 и др.). Преобладают две точки зрения на происхождение руд – вулканогенно-осадочное (Дистанов и др., , 1972; Дистанов, 1977; Васильев, 1977; Гордиенко, Нефедьев, 2015 и др.) и гидротермально-метасоматическое (Царев, Фирсов, 1988), соответственно, время формирования месторождения считается раннекембрийским или мезозойским.

В схеме стратиграфии палеозоя Удино-Витимской зоны до недавнего времени рассматривались вулканогенная олдындинская ($Є_1$), терригенная химгильдинская ($Є_{1-2}$) и карбонатно-терригенная исташинская ($Є_3$-O_1) свиты сурхебтинская толща (Є–О) (Беличенко, 1977; Язмир, 1972; Гордиенко и др., 2010 и др.). В последние годы установлено, что осадочно-вулканогенные отложения, развитые в пределах СФЗ, относятся к разновозрастным образованиям. Из состава олдындинской свиты выделены девонско-каменноугольные отложения, пересмотрен возраст исташинской и химгильдинской свит (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016; Геологическая…., 2016). Показано, что в пределах зоны локализованы каледонский (Є-O_2), раннегерцинский (S_2–C_1) и позднегерцинский (C_2–P_1) структурно-формационные комплексы, отвечающие трем этапам в ее развитии (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016). *Каледонский комплекс* (Є-O_2) представлен дифференцированными вулканитами и известняками олдындинской свиты (Є-O_2). В строении *раннегерцинского комплекса* (D–C_1) принимают участие карбонатно-терригенные озернинская толща (D_{1-2} *oz*) и исташинская (D_3f *is*) свита, терригенная химгильдинская (D_3fm_2 *hm*) свита, карбонатно-терригенно-вулканогенные ульзутуйская (D_3fm_3–C_1t *ul*) и кыджимитская (C_1v *kd*) толщи (Минина, 2014; Минина и др., 2023). *Позднегерцинский комплекс* (C_2–P_2) включает вулканиты сурхэбтинской толщи (C_{2-3}sb) и тамирской свиты (P_2*tm*). Все толщи были выделены из состава олдындинской свиты.

По нашим данным, вмещающей для колчеданно-полиметаллических руд Озернинского рудного узла, являются не олдындинская свита, как считалось ранее, а образования раннегерцинского комплекса (D–C_1) (Минина и др., 2023). Основанием разреза комплекса является карбонатно-терригенная <u>озернинская толща</u> (D_{1-2} *oz*), общей мощностью более 1300 м. Толща трансгрессивно налегает на нижнепалеозойские вулканиты олдындинской свиты (529 млн лет) и гранодиориты кыджимитского комплекса (471 млн лет) (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016). Нижняя часть ее разреза сложена аркозовыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями и линзами полимиктовых (с аркозовым уклоном) конгломератов и гравелитов, верхняя часть представлена переслаивающимися кремнисто-углисто-глинистыми аргиллитами, известняками, алевролитами и песчаниками. Толща датирована ранним–поздним (ранний фран) девоном по комплексу органических остатков (конодонты, тентакулиты, водоросли, мшанки, цефалоподы, строматопороидеи, кораллы, миоспоры) (Руженцев и др., 2012; Минина, 2014). Озернинская толща вмещает руды золото-полиметаллических Назаровского и Светкинского месторождений. <u>Исташинская свита</u> (D_3f *is*) (мощность около 900 м) сложена переслаиванием (от первых десятков см до 2,5 м) серых плитчатых, тонкослоистых микритовых известняков, известковистых песчаников и алевролитов с прослоями вишневых железисто-карбонатных аргиллитов и красновато-серых детритовых и органогенно-обломочных известняков. Возраст свиты определен как позднедевонский, франский (средний-верхний фран) (Неберикутина, Минина, 2012). <u>Химгильдинская свита</u> (D_3fm_2 *hm*), общей мощностью более 1600 м, в нижней части разреза сложена полимиктовыми и существенно кварцевыми песчаниками, алевролитами с прослоями аргиллитов, кварцевых гравелитов и линзами полимиктовых мелкогалечных конгломератов. В верхней представлена переслаиванием карбонатных, полимиктовых песчаников с прослоями песчанистых известняков и кремнисто-карбонатных, глинисто-карбонатных алевролитов. Позднедевонский, фаменский возраст свиты определен по конодонтам, водорослям, строматопороидеям и комплексам миоспор (Минина, 2014). <u>Ульзутуйская толща</u> (D_3 fm_3–C_1t *ul*) сложена пестроцветными тефротурбидитами, реже известковистыми и алевритовыми турбидитами. Представлена чередованием алевритистых и детритовых известняков, полимиктовых песчаников, туфотерригенных пород, известковистых туффитов с маломощными прослоями витрокластических и

кристаллокластических туфов. Характеризуется обилием крупных олистолитов (длиной от первых до 150 м, мощностью от 3 до 100 м), а также линз разнообломочных брекчий и конглобрекчий. Олистолиты и изометричные глыбы сложены нижнекембрийскими светлыми известняками, андезитами и риолитами (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016). Для вмещающих олистолиты пород характерны разномасштабные конседиментационные нарушения, обрывки слоев и прослои с нарушением напластования, «плавающие» обломки известняков, песчаников, туфопесчанников и туфоалевролитов, разнообразных туфов. Крупные олистолиты часто ассоциируют с телами средне-крупноглыбовых, чаще валунных, конглобрекчий хаотического строения. Время накопления ульзутуйской толщи (конодонты, тентакулиты, строматопороидеи, водоросли, мшанки, миоспоры) ограничивается поздним фаменом – ранним турне (Минина, 2014; Минина и др., 2023). Мощность ее 450 – 900 м. Кыджимитская толща (C_1v *kd*) сложена преимущественно зеленоцветными тефротурбидитами, представленными ритмоидным чередованием полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, алевролитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туффитов, литических и пепловых туфов кислого и смешанного составов. Включает линзы пелитоморфных и биокластово-литокластических известняков, состоящих из биокластов и обломков местного происхождения, и тела умеренно- и высококалиевых базальтов, диабазов и дацитов. Мощность толщи не менее 1500 м. Кыджимитская толща датирована визейским веком раннего карбона (тентакулиты, строматопороидеи, кораллы, мшанки, брахиоподы, криноидеи, водоросли, миоспоры) (Минина и др., 2016, 2023). Совместное нахождение фрагментов разновозрастной фауны (археоциаты, трилобиты, хиолиты, конодонты, бахиоподы и др.) в детритовых и органогенно-обломочных известняках мы связываем с их переотложением при перемыве отложений соответствующего возраста. Ульзутуйская и кыджимитская толщи, связанные взаимопереходами, объединены в составе еравнинской серии, мощностью более 2000 м. В целом серия представлена тефротурбидитами со значительным объемом туфов и вулканитов, с которыми пространственно, генетически и по времени образования связаны микститовые комплексы. Контакты еравнинской серии с вулканитами сурхебтинской толщи и тамирской свиты *позднегерцинского комплекса* контакты не установлены.

Особенности строения раннегерцинского комплекса свидетельствуют о том, что осадконакопление в девоне – раннем карбоне происходило в открытом морском бассейне, примыкающем к зоне вулканизма. Карбонатно-терригенные озернинская толща и исташинская свита представлены фациальным комплексом открытого шельфа с терригенным влиянием. Терригенная нижняя часть разреза озернинской толщи накапливалась в спокойной обстановке шельфового морского побережья со значительным привносом терригенного компонента. Существенно аркозовая специализация, колебания мощности свидетельствуют о том, что породы формировались на сложном складчатом основании, в составе которого значительную роль играли нижнепалеозойские вулканиты и гранитоиды. Верхняя часть толщи формировалась в наиболее погруженных частях шельфа, где накапливались известковистые и кремнистые илы, тонкозернистые терригенные и карбонатные осадки с алевритисто-глинистой примесью. На участках с застойным гидрогеологическим режимом формировались кремнистые и углистые алевролиты и аргиллиты. Ритмично построенная исташинская свита накапливалась ближе к бровке шельфа. Химгильдинская свита характеризуется резкой фациальной изменчивостью, присутствием горизонтов кварцитовидных песчаников, широким развитием текстур косой слоистости, непостоянством мощностей, грубой ритмичностью, и отвечает комплексу фаций крупной аллювиально-дельтовой равнины. Еравнинская серия (кыджимитская и ульзутуйская толщи) представлена комплексом фаций углубляющегося шельфа, склоновыми с олистостромами и фациями подводных конусов выноса дистальной зоны вулканизма. Ведущими литологическими типами пород серии являются тефротурбидиты. В латеральном направлении наблюдается быстрая и четкая смена фаций: шельфовые, склоновые с комплексами грубообломочных микстит-олистостромовых образований, далее более глубоководные (тонкослоистые глинисто-кремнистые). Формирование тефротурбидитов различного гранулометрического состава (от гравийных до тонкообломочных), известковистых и кремнистых, происходило в углубляющемся бассейне при активизации эксплозивной и вулканической деятельности и приближении к центрам извержений. С потоками обломочного материала на границе шельфа переносились органические остатки, экзотические обломки, валуны и крупные глыбы, содержащие разновозрастную фауну. При этом отмечался высокий уровень терригенного сноса, отразившийся в формировании отложений значительной с мощности. Вулканогенные породы еравнинской серии (лавовые, кластолавовые и пирокластические фации) связаны с подводными излияниями и эксплозиями. Лавовые и пирокластические фации накапливались в углубляющемся бассейне при активизации вулканической деятельности и приближении к центрам извержений. Лавовая составляющая представлена базальтами, андезитами, дацитами и риолитами, слагающими покровы, силлы и субвулканические тела среди туфотерригенных пород верхней части разреза кыджимитской толщи. Пирокластические фации включают туфы смешанного (риолит-дацит-андезитового) состава, туфы андезитового, андезито-дацитового, дацитового составов. Они близки к туфовым фациям удаленной и промежуточной зон подводного вулканизма. Их накопление происходило в морских условиях, что

подтверждается хорошей сортировкой кластического материала в тонкообломочных и псаммитовых туфах, слоистыми текстурами, присутствием в туфах обломков известняков, выдержанностью по простиранию.

Таким образом, озернинская толща и исташинская свита накапливались с раннего до начала позднего девона в обстановках открытого шельфового бассейна с терригенным побережьем и привносом кластического материала. С северо-востока (современные координаты) к палеобассейну в девоне примыкала крупная аллювиально-дельтовая равнина (химгильдинская свита). В позднем девоне – раннем карбоне, когда формировалась еравнинская серия, открытый морской углубляющийся бассейн был связан с зоной вулканизма. В нем пирокластический материал смешивался с известковистым, кремнистым, биогенным (углистое вещество, органогенный детрит) и продуктами эксгаляций. Накопление ульзутуйских микститов связано с процессами интенсивного разрушения фронта аллохтонной массы, формировавшейся в результате активизации тектонических движений, начавшейся в конце позднего девона и завершившейся на границе раннего-среднего карбона.

С еравнинской серией связано среднее по запасам, непромышленное колчеданно-полиметаллическое Ульзутуйское месторождение (верхнее течение рч. Известковый), считающееся аналогом Озерного месторождения (Гордиенко, Нефедьев, 2015; Государственная…, 2016 и др.). К настоящему времени получены новые палеонтологические и геохронологические данные о возрасте озерной пачки олдындинской свиты, вмещающей руды Озерного месторождения. Остатки мшанок, водоросли, миоспоры позволяют датировать ее турнейским веком раннего карбона (Минина и др., 2023). Породы озерной пачки и еравнинской серии аналогичны по составу и возрасту. Новые данные подвергают сомнению представления о раннекембрийском возрасте колчеданно-полиметаллического оруденения Озернинского рудного узла. Формирование руд, вероятнее всего, было связано с процессами осадконакопления и вулканической деятельностью в девонско-раннекаменноугольное время. Об этом также может свидетельствовать отсутствие рудной минерализации в кембрийских эффузивах (U-Pb возраст) и биогермных известняках (археоциаты), слагающих олистолиты и блоки ульзутуйских микститов (Минина и др., 2023). Однако эти данные требуют дополнительной аргументации.

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 22-27-200141.

Литература

Беличенко, В. Г. Каледониды Байкальской горной области / В. Г. Беличенко. – Новосибирск: Наука, 1977. – 134 с.

Васильев, И. Л. Геология Еравнинского рудного поля / И. Л. Васильев. – Новосибирск: Наука, 1977. – 126 с.

Гордиенко, И. В. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое / И. В. Гордиенко, А. Н. Булгатов, С. В Руженцев, О. Р. Минина, В. С. Климук, Л. И. Ветлужских, Г. Е. Некрасов, Н. И. Ласточкин, В. С. Ситникова, Д. В. Метелкин, Т А. Гонегер, Е. Н. Лепехина // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 5. –-С. 589–614.

Гордиенко, И. В. Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения / И. В. Гордиенко, М. А. Нефедьев // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т 57. – № 2. – С. 114–124.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XXVIII (Гунда). Объяснительная записка / Отв. ред. И.Н. Тихомиров. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. – 208 с.

Дистанов, Э. Г. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье) / Э. Г. Дистанов., К. Р. Ковалев, Р.С. Тарасова // Геология рудн. месторождений. – 1972. – № 2. – С. 3–22.

Дистанов, Э. Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. / Э. Г. Дистанов. – Новосибирск: Наука, 1977. – 351 с.

Минина, О. Р. Новые данные о возрасте рудовмещающих толщ Озерного полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) / О. Р. Минина, И. В. Гордиенко, Б. Б. Дамдинов, В. С. Ташлыков, Т. А. Гонегер, М. С. Скрипников, В. С. Ланцева, В. Б Хубанов, Е. В. Кислов // Литология и полезн. ископ. – 2023. – №2. – С. 5-29.

Минина, О. Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция) / О. Р. Минина. Автореф. дисс. … доктора геол.-мин. наук. – Иркутск: ИЗК СО РАН. – 2014. – 36 с.

Минина, О. Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье). / О. Р. Минина, Н. А. Доронина, Г. Е. Некрасов, Л. И. Ветлужских, В. С. Ланцева В. С., Аристов, С. В. Наугольных, А. В. Куриленко, Е. В. Ходырева // Геотектоника. – 2016. – №3. – С. 63–84.

Минина, О. Р. Стратиграфия верхнего девона Саяно-Байкальской горной области / О. Р. Минина, Л.Н. Неберикутина // Вестник Воронежского университета. Серия: Геология. – 2012. – №1. – С. 27 - 37.

Руженцев, С. В. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция / С. В. Руженцев, О. Р. Минина, Г. Е. Некрасов, В. А. Аристов, Б. Г. Голионко, Н. А. Доронина, Д. А. Лыхин // Геотектоника. – 2012. – № 2. – С. 3 – 28.

Царев, Д. И. Проблема формирования колчеданных месторождений (на примере Забайкалья) / Д. И. Царев, А. П. Фирсов. – М: Наука, 1988. – 144 с.

Язмир, М. М. О распределении ископаемых форм в разрезах олдындинской свиты западной части Еравнинской зоны / М. М. Язмир // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. – Выпуск XV. – Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1972. – С. 57–65.

Sedimentation environments of ore-bearing deposits of the Ozerninsky ore cluster (Udino-Vitim zone, Western Transbaikalia)

Minina O.R.[1], Lantseva V.S. [1], Neberikutina L.N.[2]

[1]Geological Institute. N.L. Dobretsov SB RAS, Russia, 67037, Ulan-Ude, st. Sakhyanova 6a, yaksha@rambler.ru

[2] Voronezh State University. Russia, 394018, Voronezh, University Square, 1, neberikutina@bk.ru

As a result of comprehensive studies of the Paleozoic volcanogenic-sedimentary complexes of the Ozerninsky ore cluster (Udino-Vitim zone), it was established that pyrite-polymetallic ores are localized in the rocks of the Early Hercynian structural stage. The features of the composition and structure of the deposits indicate that sedimentation in the Early–Early Late Devonian occurred in the setting of an open marine shelf basin with a terrigenous coast. In the Late Devonian–Early Carboniferous, the deepening paleobasin adjoined the volcanic zone.

Keywords: Devonian-Early Carboniferous, facies.

УДК: 550.72

Парагенез доломитов и сепиолитов в отложениях каширского горизонта Башкортостана. Свидетельства бактериального породообразования.

Мирнов Р.В., Николаев А.А.

ООО «РН-БашНИПИнефть». Россия, 450006 г. Уфа, ул. Ленина 86/1, Mirnovrv@bnipi.rosneft.ru

Объектом исследования являются микрокристаллические доломиты каширского горизонта (средний карбон, московский ярус), развитые на юго-востоке Восточно-Европейской платформы в виде пластовых тел толщиной от 0,2 м до 10 м. В доломитах присутствуют включения сепиолитов в виде тончайших нанометровых нитей и пленок, окутывающих кристаллы доломита и развитых в межкристаллическом пространстве. Для детального анализа генезиса сепиолитов отдельные образцы были изучены с помощью РЭМ после травления соляной кислотой. В результате кристаллы доломитов подверглись избирательному выщелачиванию, что говорит об их химической неоднородности, проявились мельчайшие бактериоморфные структуры размером менее 1 мкм, сложенные сепиолитом. Вероятно, доломиты и сепиолиты каширского горизонта служат очередным примером бактериального породообразования. Особый интерес вызывает генезис пустотного пространства каширских доломитов, которые слагают пласты коллекторов для нефти. По-видимому, их высокая пористость, доходящая до 39 %, связана с растворением большого объема органического вещества микробиальных «матов».

Ключевые слова: Сепиолит, доломит, биоминерализация

В последние десятилетия, за счет развития современных лабораторных техник, в первую очередь, растровой электронной микроскопии, находится все больше доказательств участия микробиальных сообществ в породообразовании. Результаты исследования современных осадков содовых озер и лагун (Самылина и др., 2016, Garcia Del Cura et al., 2001 и т.д.), глубоководных отложений и т.д. (Антошкина и др., 2022) подтверждают микробиально-индуцированное образование не только «первичных» доломитов, но и глинистых и рудных минералов (Konhauser, 1999).

Объектом настоящего исследования являются отложения каширского горизонта (средний карбон) платформенной части Башкортостана, в которых отмечается значительная доля прослоев микрокристаллических доломитов. Особый интерес к каширским доломитам вызван тем, что они слагают основные продуктивные пласты в нефтяных залежах среднего карбона на северо-западе Башкортостана.

Разрез каширского горизонта представлен преимущественно карбонатными породами и имеет циклическое строение. В нем выделяется 8 элементарных циклитов, каждый из которых содержит схожую последовательность литологических разностей: в подошве залегают микрозернисто-шламовые известняки и спонголиты, выше переходящие в известняки органогенно-обломочные, затем сменяющиеся микрокристаллическими доломитами. Кровлю элементарных циклитов венчают прослои палеопочв (Мирнов, Алексеева, 2022).

Доломиты характеризуются следующими особенностями: массивная, часто деформационная структура; микрокристаллическая структура с размером кристаллов от 1 мкм до 10 мкм (в среднем – 5 мкм); высокая пористость, доходящая в отдельных образцах до 39 %, при достаточно низкой проницаемости (от 1 мД до 100 мД); отсутствие фаунистических остатков и «теневых структур»; парагенез с уровнями субаэральной экспозиции; включения субвертикальных жил и желваков ангидрита, включения галита; повсеместное распространение включений магнезиальных силикатов – сепиолитов.

Отмечаются разнообразные формы выделения сепиолита:

1) Тончайшие нанометровые нити, развитые на поверхности кристаллов доломита.
2) Аналогичные нити в межкристаллическом пространстве.
3) Пленки, плотно окутывающие отдельные кристаллы доломита и галита. Встречаются кристаллы, полностью «подвешенные» на нитях сепиолита, не соприкасающиеся со смежными кристаллами (рис. 1). Вероятно, плотные пленки сепиолитового состава препятствуют растворению галита.
4) Пленки, развитые по стенкам пустот округлой и трубчатой формы.
5) Сотоподобные структуры, распространенные в пустотах удлиненной формы.

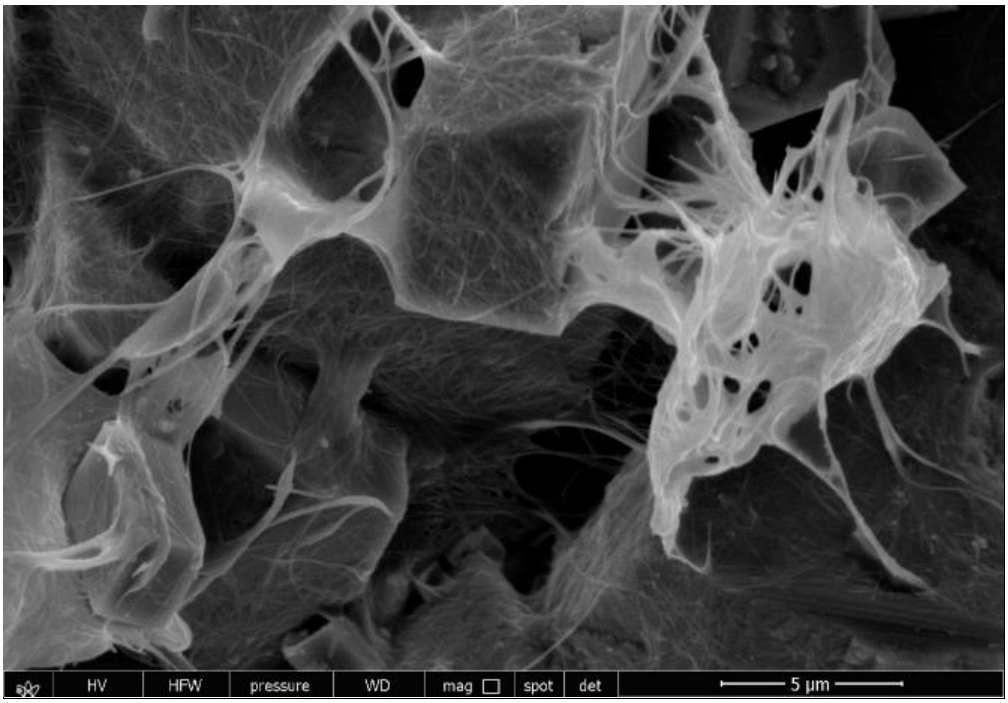


Рис. 1. Кристаллы доломита, плотно окутанные пленками сепиолитового состава

Сепиолитовые нити и пленки имеют бактериоморфный облик, по морфологии они напоминают современные «первичные» микробиально-индуцированные доломиты лагун и содовых озер (например, лагуны Вермелья (Lith et al., 2003)). В доломитах также отмечаются следы жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий – ореолы из тонкорассеянных сульфидов железа вокруг желваков и жил ангидрита. Встречаются практически полностью растворенные зерна калиевых полевых шпатов, на месте которых развиты сепиолиты. В породах также распространены деформации в виде субвертикальных структур удаления флюида.

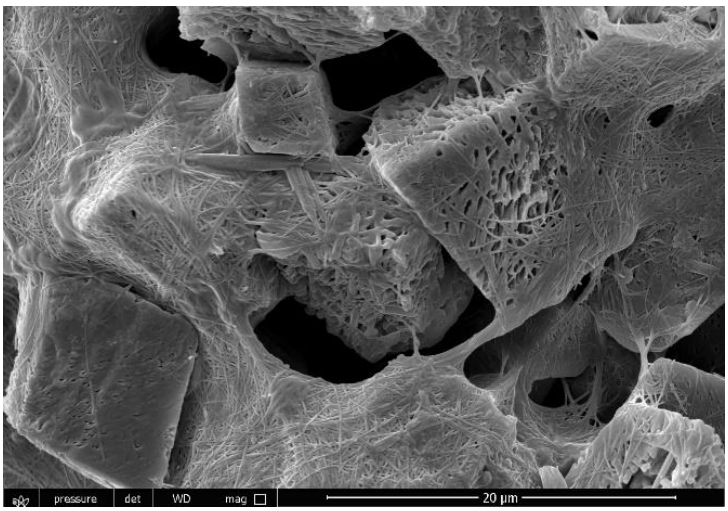


Рис. 2. Формы избирательного выщелачивания кристаллов доломита и взаимоотношение доломитов и сепиолитов после травления образца соляной кислотой

Для более детального анализа морфологии сепиолитовых образований был проведен эксперимент с травлением образцов 10% соляной кислотой с нагревом до 70-100 градусов Цельсия. Наилучший результат дало травление в течение 15-20 минут. После травления было проведено напыление золотом и изучение на растровом электронном микроскопе. В протравленных образцах проявились тончайшие нанометровые сепиолитовые нити, которые не только окутывают кристаллы доломита, но и пронизывают их внутри (рис. 2). Кроме того, сами кристаллы доломитов подверглись избирательному выщелачиванию, что говорит об их химической неоднородности. В образцах после травления кислотой проявились мельчайшие бактериоморфные структуры размером менее 1 мкм (рис. 3), сложенные сепиолитом.

Таким образом, бактериоморфные структуры, наблюдаемые в доломитах каширского горизонта, имеют сепиолитовый состав, а взаимоотношение сепиолитов с кристаллами доломита указывает на их сингенетическое образование. Многочисленные примеры микробиально-индуцированных карбонатных пород, описанных в литературе (ссылка) показывают, что реликты микробиальных пленок имеют типичный состав (Антошкина и др., 2022) с высоким содержанием Si, что связано с их разложением до аморфного кремнезема перед фоссилизацией.

Вероятно, сепиолиты каширского горизонта являются непосредственно фоссилизированными биопленками. Их образование, предположительно, происходило в неглубоких периодически осушаемых прибрежных водоемах, где, в условиях повышенной солености, неблагоприятных для жизни фауны, развивались микроорганизмы. Они способствовали образованию первичных доломитов и сепиолитов. Высокая пористость доломитов, образованная преимущественно, микропорами размером 1-5 мкм, может быть обусловлена растворением большого количества органического вещества в микробиальных «матах», с удалением которого, связаны субвертикальные структуры деформации осадка.

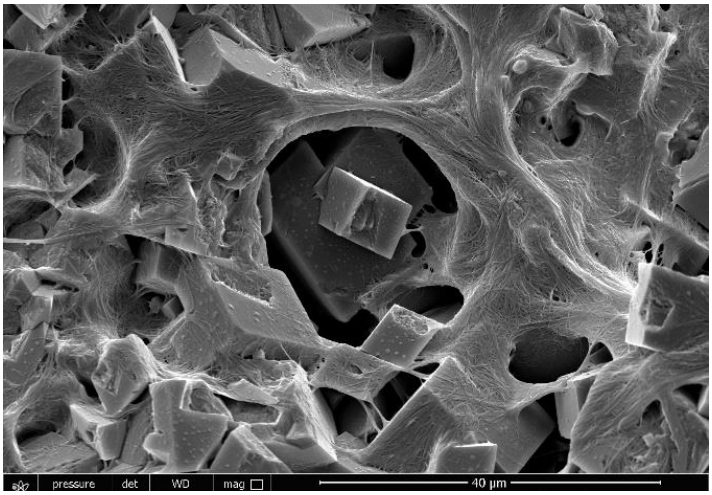


Рис. 3. Бактериоморфные структуры в доломите, проявленные после травления образца соляной кислотой

Литература:

Антошкина А.И. Глубоководные органогенно-карбонатные постройки в северной зоне Срединно-Атлантического хребта / А. И. Антошкина, И. Г. Добрецова, В. И. Силаев [и др.] // Литосфера. – 2022. – Т. 22, № 6. – С. 761-782.

Мирнов, Р. В. Палеопочвы в отложениях Каширского горизонта на юго-востоке Русской плиты (Республика Башкортостан): характеристика, палеоэкологическая и стратиграфическая значимость / Р. В. Мирнов, Т. В. Алексеева // Литосфера. – 2022. – Т. 22, № 5. – С. 694-704.

Самылина, О. С. Участие альго-бактериального сообщества в формировании современных строматолитов в Петуховском содовом озере (Алтайский край) / О. С. Самылина, Л. В. Зайцева, М. А. Синетова // Палеонтологический журнал. – 2016. – № 6. – С. 92.

Bontognali T.R.R., Vasconcelos C.G., Warthmann R.G., Bernasconi S.M., Dupraz C., Strohmenger C.J., Mckenzie J.A. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). Sedimentology. 2010. №57. P. 824-844.

Garcia Del Cura M. A. Petrographic and geochemical evidence for the formation of primary, bacterially induced lacustrine dolomite: La Roda 'white earth' (Pliocene, central Spain) / M. A. Garcia Del Cura, J. P. Calvo, S. Ordonez [et al.] // Sedimentology. – 2001. – Vol. 48, No. 4. – P. 897-915.

Konhauser, K. O. Bacterial clay authigenesis: a common biogeochemical process / K. O. Konhauser, M. M. Urrutia // Chemical Geology. – 1999. – Vol. 161, No. 4. – P. 399-413.

Lith Y. V. Microbial fossilization in carbonate sediments: A result of the bacterial surface involvement in dolomite precipitation / Y. V. Lith, R. Warthmann, C. Vasconcelos, J. A. Mckenzie // Sedimentology. – 2003. – Vol. 50, No. 2. – P. 237-245.

Paragenesis of dolomites and sepiolites in the Kashira deposits of Bashkortostan. Evidence of bacterial rock formation

Mirnov R. V.

OOO "RN-BashNIPIneft", Russia, 450006, Ufa, Lenin st. 86/1, Mirnovrv@bnipi.rosneft.ru

The object of the study is microcrystalline dolomites of the Kashira deposits (Pennsilvanian, Moscovian stage), developed in the south-east of the East European Platform in the bed-form bodies with 0.2-10 m thickness. The dolomites contain inclusions of sepiolites in the form of the thinnest nanometer-scale filaments and films enveloping dolomite crystals and developed in the intercrystalline space. For a detailed analysis of the genesis of sepiolites, individual samples were studied using SEM after etching with hydrochloric acid. As a result, the dolomite crystals underwent selective leaching, which indicates their chemical heterogeneity, the smallest bacteriomorphic structures with a size of less than 1 microns, composed of sepiolite, appeared. Probably, the dolomites and sepiolites of the Kashira deposites serve as another example of bacterial rock formation. Of particular interest is the genesis of the pore space of the Kashira dolomites, which compose reservoirs for oil. Apparently, their high porosity, reaching up to 39%, is associated with the dissolution of a large volume of organic matter of microbial "mats".

Keywords: Sepiolite, Dolomite, Biomineralization

УДК 55.550.4.1

Геологические события, влияющие на уровень концентрации и форму нахождения золота в VMS рудах

Мотов А.П[1]., Соболев А.О.[2]

1-ООО «Геоконсалт Групп», Россия, 197110, Санкт-Петербург, Малый пр. П.С., д.9, офис 407. apmotov@gmail.com

2- ООО «Геоконсалт Групп», Россия, 197110, Санкт-Петербург Малый пр. П.С., д.9, офис 407. saofeast@mail.ru

Рассматривается последовательность геологических событий, влияющих на содержание и форму нахождения золота в рудах вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений.

Ключевые слова: золото, VMS месторождения

Содержание золота и форма его нахождения в вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождениях или, пользуясь международной индексацией, - VMS (volcanogenic massive sulfide) месторождениях, являются важнейшими параметрами, определяющими экономическую рентабельность освоения подобных месторождений.

Данные о содержании Au в VMS рудах современных подводных залежей VMS (Fuchs et al., 2019) и в палео залежах (Зайков, 2001; Контарь, 2013; Викентьев, 2015; Масленников и др., 2016) свидетельствуют о том, что наиболее богатые золотом VMS руды формируются обстановки островных дуг. В современных VMS залежах Островных дуг - медианное содержание Au 5,6г/т. Наименьшее медианное содержание Au 0,56 г/т характерно для современных VMS руд Срединно Океанических хребтов. Содержание Au в залежах, локализованных во внутри континентальных (Au 1,65 г/т) и внутри океанических (Au 2,85 г/т) задуговых бассейнах, занимают промежуточный интервал значений. Тот же тренд распределения медианных содержаний Au в VMS рудах прослеживается и для руд, сформированных в палео геодинамических обстановках – для островных дуг Au 1,6 г/т, для срединного хребта Au 0,46 г/т, для внутри континентального задугового бассейна Au 0,7 г/т. Иными слова – наиболее богатые Au VMS руды формируются в обстановке островных дуг.

В массивных VMS рудах золото находится в упорной для его технологического извлечения форме, в виде - микро-нано размерных включений в пирите, халькопирите, марказите, сфалерите, арсенопирите (Викентьев, 2015).

Первым геологическим событием, изменяющим форму нахождения золота в VMS руде с упорной на свободную форму, происходит в субмаринных условиях. Тектоническая активность, сопровождающая формирование VMS руд, обеспечивает прерывисто порционного поступление рудоносного флюида в морскую среду, что приводит к инверсии кислотной обстановки и тектоническим нарушениям придонных сульфидных построек (Зайков. и др., 2001; Масленников и др., 2016), Все это способствует частичному окислению руд, освобождению золота из сульфидов и вторичного его концентрирования в форме самородного золота, сильванита, электрума, т.е. легко отдающих золото минералов.

Термальный и динамо метаморфизм также способствуют переходу золота из упорного к легко извлекаемому состоянию. В результате метаморфизма VMS руд происходит их перекристаллизация с очищением от Au сульфидных минералов (Wagner T. et al., 2007) и отложение Au в свободной форме во вновь образующихся золотокварцевых жилах, что подтверждается микро зондовым изучением содержания Au в арсенопирите VMS руд месторождений района Скеллефте Швеции. Пробы арсенопирита были выбраны из руд месторождений, расположенных в различных метаморфических зонах. Исследования показали, что наиболее очищенные от Au арсенопириты находятся в зоне наиболее значительного метаморфизма андалузит-мусковит-амфиболитовой фации. В этой же зоне были проявлены золотокварцевые жилы. По данным изучение газово-жидких включений кварца из этих жил они были сформированы при температуре 400-450^{0}С и давлении 5 кбар.

В рудных полях VMS месторождений, таких как Саумское, Галкинское, Тамуньерское месторождения Урала (Несис и др., 2018) Ридерр-Сокольное месторождение Рудного Алтая (Ганженко и др., 2018) часто проявлена жильно-штокверковая полиметаллическая, золото-полиметаллическая, золото-кварцевой, золото-баритовая минерализация, которая рассматривается и как гидротермально-метасоматическая стадия формирования VMS месторождения, развивающаяся по трещинам в подстилающих массивные рудные залежи вулканогенно-осадочные толщах близко- одновременно с накоплением массивных вулканогенно-осадочных руд (Зайков и др., 2001) и как проявление гидротермальной минерализации последующей коллизионной эпохи (Серавкин И.Б. 2001; Знаменский и др., 2008; Несис и др., 2019).

К числу признаков формирования жильно-штокверковой минерализации коллизионного этапа могут быть отнесены следующие характеристики:

- Наличие в рудном поле VMS месторождения, наряду с массивными колчеданно-полиметаллическими рудами, содержащими низкие концентрации Au, проявлений массивных колчеданно-полиметаллических руд с повышенными до первых граммов на тонну содержаниями Au, а также – наличие на флангах рудного поля месторождения мало сульфидной золотокварцевой минерализации.
- Отсутствие парной корреляции содержаний Au с содержаниями Cu, Zn, Pb, при наличие парной корреляции прочих рудных компонентов друг с другом.
- Приуроченность ореолов концентрации Au к линейным крутопадающим разрывным нарушениям, рассекающим плащеобразные залежи колчеданно-полиметаллических руд и выходе этих ореолов концентрации Au за пределы колчеданно-полиметаллических руд.
- Изотопно-геохронологические датировки околорудных гидротермально-метасоматических минералов жильно-прожилковой минерализации и сопоставление их с палеонтологическим возрастом вулканогенно-осадочных руд, вмещающих стратифицированную массивную колчеданно-полиметаллическую минерализацию (Знаменский и др., 2008).

• Структурно-геологические реперы, разделяющие залежи массивных сульфидных руд от более поздних жильно-штокверковых руд. Так на месторождениях Бакр-Тау и Таш-Тау Южного Урала, помимо массивных медно-цинковых руд, проявлены поздние золото-барит-полиметаллические руды, наложенные на массивные медно-цинковые руды. Эти два типа руд разделены интрузивными телами крупно порфировых риодацитов (Серавкин, 2001).

Завершающими геологическими процессами перевода части золото из трудно извлекаемой в легко извлекаемую форму, является экзогенное окисление VMS руд с формирование в «железной шляпы месторождения» и богатыми концентрациями свободного золота в ней.

Заключение. При разведке VMS месторождений, помимо общей задачи оценки ресурсов главных рудных компонентов, целесообразно искать признаки геологических событий, изменяющих форму нахождения золота в рудах с трудно извлекаемого на легко извлекаемое состояние, а также – обогащающих золотом залежи массивных сульфидных руд и в целом – рудное поле месторождения. Дифференцированная типизация руд в пространстве рудного поля будет способствовать, более выверенной селективной отработки месторождения. Вторично обогащенные окисленные руды могут быть переработаны прямым цианированием на куче или в чане. Из золото обогащенных массивных сульфидных руд могут быть получены золото содержащие цинковые, медные, свинцовые концентраты, стоимость которых будет в разы выше стоимости этих концентратов с низким содержанием золота. Жильные мало сульфидные золотокварцевые руды, также как и руды зон вторичного сульфидного обогащения могут быть переработаны прямым чановым выщелачиванием золота с получением золотосодержащего катодного концентра, поступающего на дальнейшее рафинирования с получением сплава Доре.

Литература

Викентьев И.В. Невидимое и микроскопическое золото в пирите: методы исследования и новые данные для колчеданных руд Урала // Геология рудных месторождений. - 2015. - Т. 57. - №4. - С.267-298.

Ганженко Г.Д., Золотополиметаллическая минерализация Риддер-Сокольного месторождения на Рудном Алтае (Восточный Казахстан) / М.А. Юдовская, И.В. Викентьев. - Минералогия. - 2018. - №4. - С. 8-34.

Знаменский С.Е. Полигенно-полихронные золотосульфидные месторождения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) / Н.М. Знаменская // Международная конференция «РУДОГЕНЕЗ». - Екатеринбург, 02-07 февраля 2008года. / РАН УрО, Ин-т Минералогии, отв. ред.В.Н. Анфилогов. - Миаксс. - С.108-110.

Контарь Е.С. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале. - Екатеринбург: УГГУ. 2013. - 199с.

Масленников В.В. Гидротермальные биоформы колчеданных месторождений: микротекстуры, микроэлементы и критерии обнаружения / Н.Р. Аюпова, С.П. Масленникова, А.С. Целуйко. - Екатеринбург: РИО УрО РАН, -2016. -388с

Несис В.Н. Золото обогащённые колчеданные Саумское и Галкинское месторождения / А.П. Мотов, А.В. Бутняков // Руды и металлы. – 2019. - № 2. -С.73-83.

Серавкин И.Б. Проблемы и некоторые результаты изучения колчеданных месторождений Южного Урала / /Геологический сборник. - 2001. - №2. С.133-151.

Fuchs S., Hanington M.D., Petersen S. Diving gold in seafloor polymetallic massive sulfide systems/ M.D. Hanington, S. Petersen // Mineralium Deposita. - 2019. No -.54. – P. 789-820.

Wagner T. Gold upgrading in metamorphosed massive sulfide ore deposits: Direct evidence from laser-ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry analysis of invisible gold / R. Klemnd, T. Wenzel, B. Mattisson // Geology. - 2007. - V.35. - № 9. - P. 775-778.

Geological events affecting the concentration level and form of gold in VMS ores

Motov A.P[1]., Sobolev A.O.[2]

1-LOO "Geoconsult Group", Russia, 197110, Saint-Petersburg, Maly pr. P.S., 9, office 407. apmotov@gmail.com. apmotov@gmail.com.

2- LLC "Geoconsult Group", Russia, 197110, St. Petersburg, Maly pr. P.S., 9, office 407. saofeast@mail.ru. saofeast@mail.ru.

The sequence of geological events affecting the content and form of gold in the ores of volcanogenic-sedimentary sinter-polymetallic deposits is considered.

Keywords: gold, VMS deposits

УДК 551.83

Особенности формирования нижнепермских резервуаров природных битумов в Республике Татарстан

Муллакаев А.И.[1], Хасанов Р.Р.[1], Ормонов С.А.[2]

1 – Казанский (Приволжский) федеральный университет. 420008, Россия, РТ, г. Казань, ул. Кремлевская, д. 18. almazmullakaev@gmail.com

2 – АО «ЦНИИгеолнеруд». 420061, Россия, РТ, г. Казань, ул. Зинина, д. 4.

В статье представлены результаты изучения условий формирования уфимских (шешминских) терригенных резервуаров природных битумов в пределах Республики Татарстан. История формирования песчаных отложений была сложна и может характеризоваться как поэтапное изменение как агентов переноса (направленные течения рек, эоловое переотложение), так и обстановок осадконакопления (аккумулятивная равнина, прибрежно-морские обстановки мелководья и пляжей).

Ключевые слова: обстановки осадконакопления, эоловые резервуары, нижнепермские природные битумы.

С развитием технологий и, главным образом, истощением месторождений традиционной нефти в Республике Татарстан с 2006 г. ведется целенаправленное изучение скоплений природных битумов с целью их разработки в качестве сверхвязких нефтей и природных битумов (СВН и ПБ). Битумоскопления в Татарстане известны уже несколько столетий, первые попытки промышленной добычи были организованы в конце XIX в (Успенский Б.В. и др., 2008). Штольни с того времени сохранились до наших дней. Во второй половине XX века битумы в Татарстане изучались целенаправленно. Тогда же были сделаны первые оценки ресурсов, которые составляли более 8 млрд. тонн (Успенский Б.В. и др, 2008) только на территории Татарской АССР (без учета соседних Самарской и Ульяновской областей). Однако их не рассматривали как источники традиционных УВ, а скорее, как сырье для дорожного строительства. Тем не менее, несмотря на столь длительную историю исследования дискуссионными остаются вопросы, связанные с условиями формирования битумовмещающих песчаных тел.

Нижнепермские битумовмещающие тела в Республике Татарстан локализованы на западном склоне Южно-Татарского свода (рис. 1). В стратиграфическом отношении песчаные тела приурочены к отложениям шешминского горизонта (приуральский отдел, уфимский ярус). Шешминский горизонт сложен рыхлыми песками и в разной степени сцементированными песчаниками грауваккового состава. Основными породообразующими минералами являются кварц, полевые шпаты и обломки эффузивов (Хасанов и др., 2017). Песчаники косослоистые, сероцветные, в битумонасыщенных интервалах коричневые, черные.

Особенностью шешминского горизонта на изучаемой территории является ее двучленное строение. Горизонт разделяется на нижнюю песчано-глинистую пачку и верхнюю песчаную. Связано это с полигенностью песков и песчаников и изменявшимися условиями осадконакопления (Муллакаев и др., 2019). В данной работе предпринята попытка подтвердить ранее полученные результаты методами палеогеографического анализа (морфоскопический анализ и гранулометрический анализ).

Для палеогеографической реконструкции обстановок осадконакопления был проведен морфоскопический анализ кварцевых зерен. В результате транспортировки зерен обломочного материала на их поверхности образуются микротрещины, сколы и изломы различного типа, которые являются следствием воздействия различных видов динамических обстановок транспортировки обломочного материала. Морфоскопическое исследование обломков включает в себя изучения формы, степени прозрачности и поверхности обломков. Для проведения данного анализа было отобрано по 40 кварцевых зерен из каждого образца. Кварц был выбран как один из наиболее устойчивых к выветриванию минералов, к тому же широко представленный в минеральном составе песков и песчаников.

Образцы были отобраны и проанализированы по методике, разработанной А.А. Величко (Величко А.А. и др., 1997). Каждое зерно изучалось под бинокулярным микроскопом: для оценки окатанности использовалась трафаретка Л.Б. Рухина (Рухин Л.Б., 1969), и пятибалльная шкала окатанности А.В. Хабакова (Хабаков А.В., 1946). Коэффициент окатанности кварцевых зерен рассчитывался с помощью формулы формуле Р. Рассела и Р. Тейлора (Гроссгейм В. А. и др., 1984). В образцах присутствуют образцы, имеющию 2-3 балла окатанности, преобладают образцы с 1 баллом, коэффициент окатанности не более 44%. По матовости преобладают матовые и полуматовые разности.



Рис. 1. Область развития (оранжевое) битумонасыщенных шешминских песчаных тел (черные линейно-вытянутые тела) на тектонической схеме Республики Татарстан. Пунктиром отмечены условные границы структурно-тектонических элементов, цифрами: 1 – Токмовский свод, 2 – Верхнекамская впадина

При морфоскопическом изучении кварцевых зерен под электронным микроскопом было установлено, что кварцевые зерна обладают угловатой, полуокатаной/полуугловатой и окатанной формой (Рис.2), имеют гладкую или шероховатую поверхность. Отмечаются обломки с раковистым сколом, а также с дугообразными знаками ударов (вероятно - начальная стадия формирования раковистого скола), округлыми краями. Это может быть характерно для эоловых отложений со слабой силой потока, где зерна могут переноситься сальтацией, волочением и т.п., (Муравьев и др., 2015). Однако раковистый скол может формироваться в динамичных водных потоках в результате соударения частиц друг с другом. Извилистый рельеф образуется в результате соударений частиц друг с другом в эоловой среде в прибрежных песках, а также в песках пустынных дюн (Mejía-Ledezma R.O. et al, 2020). Так же для воздушных потоков характерна микроямочность. V-образные сколы, царапины могут отражать перенос обломков в потоках с высокой энергией (речные потоки, волноприбойная зона и т.п.) и в высоко динамичных пляжных условиях (Mejía-Ledezma R.O. et al, 2020).

Все изученные параметры были объединены в таблицу, в которой отражены микротекстуры, их степень преобладания, форма, размерность и характерные типы обработки различными динамическими обстановками (Рис. 3). По таблице видно, что некоторые микротекстуры могут образоваться в разных типах обстановок, преобладают субаэральные (эоловые) микротекстуры, в меньшей степени субаквальные (речные потоки) и прибрежно-морские микротекстуры. Это может указывать, на то, что при переотложении изучаемые пески и песчаники подвергались в большей степени эоловому воздействию.

Следующим этапом исследований стал гранулометрический анализ. Как известно, гранулометрический анализ является одним из традиционных методов восстановления палеогеографических обстановок осадконакопления (Гроссгейм В. А. и др., 1984). В ходе исследования были определены параметры асимметрии, эксцесса, сортировки, средний размер. В дальнейшем, используя диаграммы Р. Пассеги, Г. Ф. Рожкова, К. К. Гостинцева, К. Бьёрлике, результаты гранулометрического анализа визуализировались. Для подавляющего большинства образцов наблюдается ассиметрия в сторону мелких фракций, что указывает на однородность распределения фракций по размерам. Значения эксцесса варьируется от пологовершинного до очень крутовершинного распределения, с преобладанием крутовершинного распределения по Р. Фолку (Гроссгейм В. А. и др., 1984). Данное значение эксцесса показывает, что в короткий срок могли действовать чрезвычайно мощные динамические силы или слабые силы действовали в течение длительного периода, но так или иначе, это указывает на то, что скорость переработки обломочного материала превышала скорость привноса. В такую же область изученные образцы попадают на диаграмме Г.Ф. Рожкова: большая часть образцов расположилось в поле VIII- выход волн на мелководье, мощный накат прибой, скорость динамической пересортировки превышает скорость привноса обломочного материала-прибрежная фация огромных открытых акваторий, часть образцов

расположилось в нижней правой четверти прямоугольника VII - волновые процессы на мелководье, нейтральная полоса побережья, - прибрежно-морская фация.

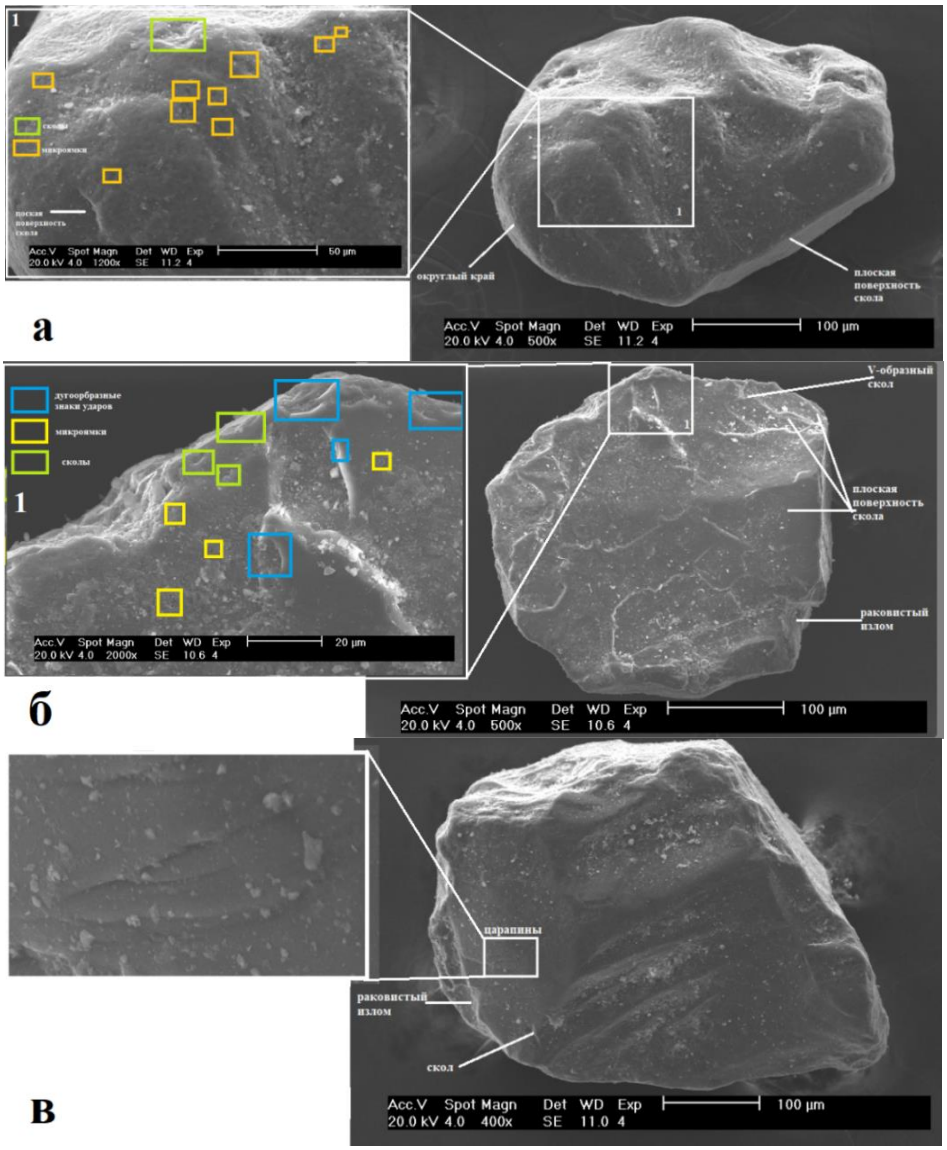


Рис. 2 – Морфоскопические текстуры поверхности кварца (выделены зеленым – сколы, желтым – микроямки, синим – дугообразные знаки ударов). А – зерно окатанной формы, Б – угловатой формы, В – полуугловатой/полуокатанной формы

На диаграмме К.К. Гостинцева исследуемые образцы скважин расположились преимущественно в зонах *широких участков рек, мелководий, речных плесов и морских фаций*. На диаграмме К. Бьёрлике исследуемые образцы попадают в *эоловую зону*, но *на границе с пляжными и речными отложениями* (часть образцов попадала непосредственно в область речных фаций). По диаграмме Р. Пассеги осадки *перемещались во взвеси с некоторым количеством осадков перекатывания*. Подобный тип гидродинамического переноса характерен для обстановок с направленным течением, фации рек, и пляжей и указывает на умеренную энергию среды осадконакопления.

Подводя итог, историю развития шешминского горизонта на изучаемой территории можно разбить на два основных этапа. В первый этап осадочный материал сносился с Уральских гор речными потоками на аккумулятивную равнину и прибрежно-морскую область предказанского моря в виде единой песчано-глинистой шешминской молассы. В этот момент сформировались субаквальные структуры и гранулометрические признаки в результате первичного переноса обломочного материала реками. Второй этап характерен тем, что накопившийся материал испытывал на себе воздействие ветровых потоков вследствие кратковременного снижения уровня моря. В результате ветровой активности из песчано-глинистого горизонта удалялась глинистая составляющая и песчаный материал переоткладывался в виде линейно вытянутых дюн (Муллакаев и др., 2019). Тогда же и происходило формирование субаэральных и прибрежно-морские признаков - в результате вторичного

переотложения ветром и волнового воздействия предказанского моря. В дальнейшем эти тела перекрылись горизонтом «лингуловых» глин нижнеказанского возраста в результате трансгрессии моря в казанское время. Таким образом сформировались резервуары для дальнейшей миграции нефти из нижележащих каменноугольных отложений, впоследствии ставшими месторождениями природных битумов и сверхвязких нефтей. Стоит отметить, что подобная обстановка сформировалась на очень локальном участке развития шешминского горизонта и стала возможной за счет влияния ряда озвученных факторов. На всем остальном обширном поле развития шешминской молассы подобные обстановки не наблюдаются (Геология Татарстана, 2003). Предложенная схема объясняет причину разделения шешминского горизонта на исследуемой территории на две пачки и граница пачек может быть использована при геологическом моделировании резервуаров сверхвязких нефтей в качестве литологически обоснованной подошвы песчаной пачки.

субаэральный субаквальный прибрежно-морской часто редко весьма редко		Форма зерен			Размер			Тип обработки		
		окатанная	полуокатанная/ полуугловатая	угловатая	мелкий 0,1-0,25 мм	средний 0,25-0,5мм	крупный 0,5-1 мм	Прибрежно-морские отложения	Субаэральная (эоловая)	Субаквальная (речные потоки)
Округлые края						+				
Извилистый рельеф						+				
Плоские поверхности скола						+				
Царапины						+				
Сколы	<10мм					+				
Микроямочность						+				
Дугообразные знаки ударов						+				
Раковистый излом	крупный >0,1мм									
	средний (>0,01мм и <0,1мм)					+				
	мелкий <0,01мм									
V-образный скор						+				

Рис.3 Сводная таблица результатов морфоскопии поверхности кварцевых зерен

Работа выполнена при финансовой 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

Величко А.А. Моделирование эоловой обработки песчаных зерен / Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Тимирева С.Н. // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 4. С. 431–439.

Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника. / [монография / Г. П. Бутаков и др.] ; гл. ред. Б. В. Буров – М.: ГЕОС, 2003. – 402 с.

Гроссгейм В. А. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа) / Гроссгейм В. А., Бескровная О. В., Геращенко И. Л. и др.—Л.: Недра, 1984.-271 с

Муллакаев А.И. Признаки эолового влияния на формиро-вание прибрежно-морских песчаных отложений в пермское время (Татарстан, Россия) / Муллакаев А.И., Хасанов Р.Р. // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2019. – Т. 161, кн. 1. – С. 128–140.

Муравьев Ф.А. Палеогеографические условия накопления красноцветных алевропелитов средней-верхней перми на территории Казанского Поволжья / Муравьев Ф.А., Арефьев М.П., Силантьев В.В., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Уразаева М.Н., Кропотова Т.В., Выборнова И.Б. // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2016. – Т. 158, кн. 4. – С. 548–568.

Рухин Л.Б. Основы литологии / Рухин Л.Б. // Л.: Недра 1969 – 523 с.

Успенский Б.В. Геология месторождений природных битумов Республики Татарстан / Успенский Б.В., Валеева И.Ф. – Казань: ООО «ПФ «Гарт», 2008. – 347с.

Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников / Хабаков А.В. // Советская геология. 1946. №10. С. 98-99

Хасанов Р.Р. Состав песчаников в продуктивных горизонтах пермских битумных залежей Татарстана / Р.Р. Хасанов, А.И. Муллакаев, Е.Н. Дусманов // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. - 2017. - Т. 159, кн. 1. - С. 164-173.

Mejía-Ledezma R.O. Surface textures of quartz and ilmenite grains from dune and beach sands of the Gulf of Mexico Coast, Mexico: Implications for fluvial, aeolian and marine transport / Mejía-Ledezma R.O., Kasper-Zubillaga J.J., Alvarez-Sánchez L.F., Mendieta-Lora M., Arellano-Torres E., Tetlalmatzi-Martínez J.L., Gonzalez-Bermúdez A., Patiño-Andrade D., Armstrong-Altrin J.S. // Aeolian Research.-2020. -V. 45. P. 26

Peculiarities of formation of Lower Permian reservoirs of natural bitumen in the Republic of Tatarstan

Mullakaev A.I.[1], Khasanov R.R.[1], Ormonov S.A.[2]

1 - Kazan (Volga Region) Federal University. 420008, Russia, RT, Kazan, Kremlevskaya str. 18. almazmullakaev@gmail.com. almazmullakaev@gmail.com

2 - JSC "TsNIIgeolnerud". 420061, Russia, RT, Kazan, Zinina str., 4.

The paper presents the results of studying the conditions of formation of Ufa (Sheshma) terrigenous reservoirs of natural bitumen within the Republic of Tatarstan. The history of formation of sandy sediments was complex and can be characterized as a step-by-step change of both transport agents (directed river currents, aeolian resedimentation) and sedimentation settings (accumulative plain, coastal-marine settings of shallow waters and beaches).

Keywords: sedimentation settings, aeolian reservoirs, Lower Permian natural bitumens.

УДК 552.541:551.736.3+551.83+551.312.48
Ризоидные известняки среднепермских отложений Казанского Поволжья

Муравьев Ф.А.[1], Кропотова Т.В.[2], Силантьев В.В.[3], Хасанова Н.М.[4]

Казанский федеральный университет, Россия, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18,
1 – fedor.mouraviev@kpfu.ru, 2 - Tatyana.Kropotova@kpfu.ru,
3 – vsilant@gmail.com,4 – Nailia.Khasanova@kpfu.ru

В данной работе представлены результаты исследования на примере одного из слоев ризоидных известняков уржумского возраста полевыми и лабораторными методами для уточнения особенностей его формирования. Использовались полевое описание, оптическая микроскопия, валовая геохимия, изотопный анализ стабильных изотопов углерода и кислорода, сканирующая электронная микроскопия (СЭМ), электронный парамагнитный резонанс (ЭПР).

Исследуемый известняк пронизан сетью тонких корневых каналов (ризоидный известняк), самая верхняя часть слоя ризоидного известняка (3-5 см) представлена тонкослоистым листоватым известняком. Оба известняка пересекаются трещинами усыхания, заполненными темно-серым массивным известняком. Все три типа известняков содержат озерную фауну остракод, различаются микростроением, химическим и изотопным составом, парамагнитными центрами. Установлены последовательность и условия формирования данных типов известняков, выявлено участие микробиальных сообществ в образовании массивного известняка, заполняющего трещины усыхания.

Ризоидный известняк интерпретируется как озерный карбонатный осадок, подвергшийся переработке корнями растений при обмелении озера. Листоватый известняк интерпретируется как палюстринный (литоральный) осадок. Полное высыхание этих осадков привело к формированию в них сети трещин, которые были заполнены массивным микробиальным известняком после затопления этих осадков озерными водами.

Показаны отличия ризоидных и почвенных известняков (калькретов). Обсуждается литостратиграфическое значение ризоидных известняков.

Ключевые слова: биотурбация, уржумский ярус, микробиальный известняк

Среди карбонатных пород в разрезе континентальных отложений уржумского яруса Казанского Поволжья довольно часто встречаются слои массивных известняков, пронизанных густой сетью

корневых каналов («ризоидные известняки»), залегающие среди красноцветных терригенных пород. Происхождение таких известняков остается дискуссионным, некоторые авторы считают их карбонатными палеопочвами, сформированными на озерных осадках (Иноземцев и др., 2011), и, в некоторых случаях – карбонатными панцирями (каличе) (Наугольных, 2007). В своей обзорной статье A.M. Alonso-Zarza (2003) относит подобные карбонатные породы к палюстринным (озерно-болотным).

Объектом исследования в данной работе является слой ризоидного известняка из средней части уржумского яруса разреза у д. Долгая Поляна, 5 км к северу от опорного разреза Монастырского оврага (Геологические …, 2007) .

Исследуемый известняк имеет серую окраску, мощность 0,7-1,0 м, подстилается розовыми мергелями, перекрывается красновато-бурыми алевролитами. Характерной особенностью данного слоя является наличие густой сети тонких корневых каналов по всей мощности слоя (Рис. 1а), а также наличие трещин усыхания в верхней части, заполненных темно-серым массивным крепким известняком (Рис. 1б), содержащим органическое вещество. Самая верхняя часть слоя представлена тонкослоистым листоватым известняком с редкими корневыми пустотами, ориентированными по горизонтали. Трещины имеют ширину от 1 до 8 см в верхней части и образуют многоугольники до 25-40 см в поперечнике, глубина проникновения трещин достигает 30 см.

Микроскопически ризоидный известняк представлен сильно биотурбированным однородным микритом, содержащим хаотично рассеянные раковины остракод и их фрагменты, а также фрагменты раковин пелеципод *Palaeomutela sp.* (Рис. 1в). Микрофациальные условия формирования данного известняка интерпретируются как озерные сублиторальные осадки, подвергшиеся переработке корневой системой растений в результате обмеления озера.

Тонкослоистый листоватый известняк залегает на ризоидном известняке слоем 5-7 см и представлен чередованием слойков светлого микрита с раковинами остракод, ориентированными по наслоению, и более темных волнистых микритовых слойков, обогащенных органическим веществом, это «микробиально индуцированные седиментационные структуры» (Noffke, 2001). Редкие корневые пустоты субгоризонтальной ориентации часто заполнены вторичным кальцитом. Микрофациальные условия накопления тонкослоистого микрит-остракодового известняка интерпретируются как литоральные застойноводные с участием бактериальных сообществ. P. Freytet и другие (2002) относят подобные слоистые известняки к палюстринным фациям с признаками осушения (трещины усыхания, корневые пустоты и др.).

Темно-серый массивный известняк, заполняющий трещины усыхания, имеет неясную тонкую линзовидную слоистость, бугристую выпуклую поверхность, выступая над поверхностью ламинарного известняка на 1-4 см в виде гребней. Микроскопически представлен сгустками (пеллетами?) размером 0,1-0,5 мм, сложенными микритом, обогащенным органическим веществом, раковинами остракод, ориентированными в целом субгоризонтально, а также вторичным кристаллическим кальцитом, заполняющим пустоты между сгустками (Рис. 1г). Кроме раковин остракод, в породе встречаются фрагменты створок пелеципод *Palaeomutela (Palaeomutela)* sp. и чешуи рыб. Характерным признаком является присутствие в пеллето-остракодовом матриксе окатанных обломков микритового известняка диаметром 0,5-0,7 мм (интракластов), идентичного вмещающему ризоидному известняку (Рис. 1г). Стенки крупных корневых каналов инкрустированы микродрузами кристаллического кальцита, центральные части каналов иногда заполнены охристым материалом.

Изучение темно-серого известняка трещин усыхания с помощью СЭМ выявило широкое развитие микробиальных (бактериальных) пленок, покрывающих поверхность микрита, представленных нитчатыми и коккоидными формами.

Этот бактериальный известняк имеет значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ существенно ниже, чем во вмещающих породах, что обусловлено фракционированием изотопов при биогенном осаждении кальцита.

Кроме того, микроэлементный состав бактериального известняка и содержание в нем парамагнитных центров также показывают четкие различия с вмещающими известняками. Бактериальные известняки обогащены биофильными элементами – P_2O_5 и SO_3. ЭПР-анализ выявил присутствие органических радикалов неуглефицированного органического вещества растительного ряда (Муравьев и др., 2006) в бактериальном известняке, а также высокую концентрацию SO_3^{2-} -центров в кальците, по сравнению с вмещающими породами.

Исследуемый ризоидный известняк показывает ряд признаков, отличающих его от каличе (калькретов), т.е. почвенных образований: 1) резкая нижняя граница, отсутствие нодулярного горизонта, характерного для классических калькретов (Alonso-Zarza, 2003, Wright, 2007, Муравьев и др., 2021); 2) «чистый» карбонатный состав, отсутствие глинистых примазок; 3) присутствие остатков озерной фауны – остракод, пелеципод, рыб; 4) трещины усыхания заполнены бактериальным известняком, а не почвоматеринской алеврито-глинистой массой, обычно вмещающей калькреты.

Таким образом, ризоидный известняк был сформирован как озерный карбонатный осадок, который был переработан корнями растений в результате его перемещения в литоральную зону при обмелении озера. Обмеление озера и переработка корневой системой карбонатного осадка могли

привести к его постепенному затвердеванию, поэтому корни из вышележащего листоватого известняка не могли проникнуть вглубь и распространялись вширь, формируя редкие корневые каналы субгоризонтальной ориентации. Тот же механизм мог быть реализован и во время формирования листоватого известняка, объясняющий отсутствие биотурбации осадка в прибрежной зоне. Полное кратковременное осушение карбонатного осадка привело к формированию полигональных трещин, в которых после затопления стали накапливаться бактериальные карбонатные осадки, насыщенные органическим веществом. Окатанные интракласты вмещающей породы и фрагменты раковин пелеципод в микробиальном известняке свидетельствуют о волновой переработке донных осадков во время его формирования.

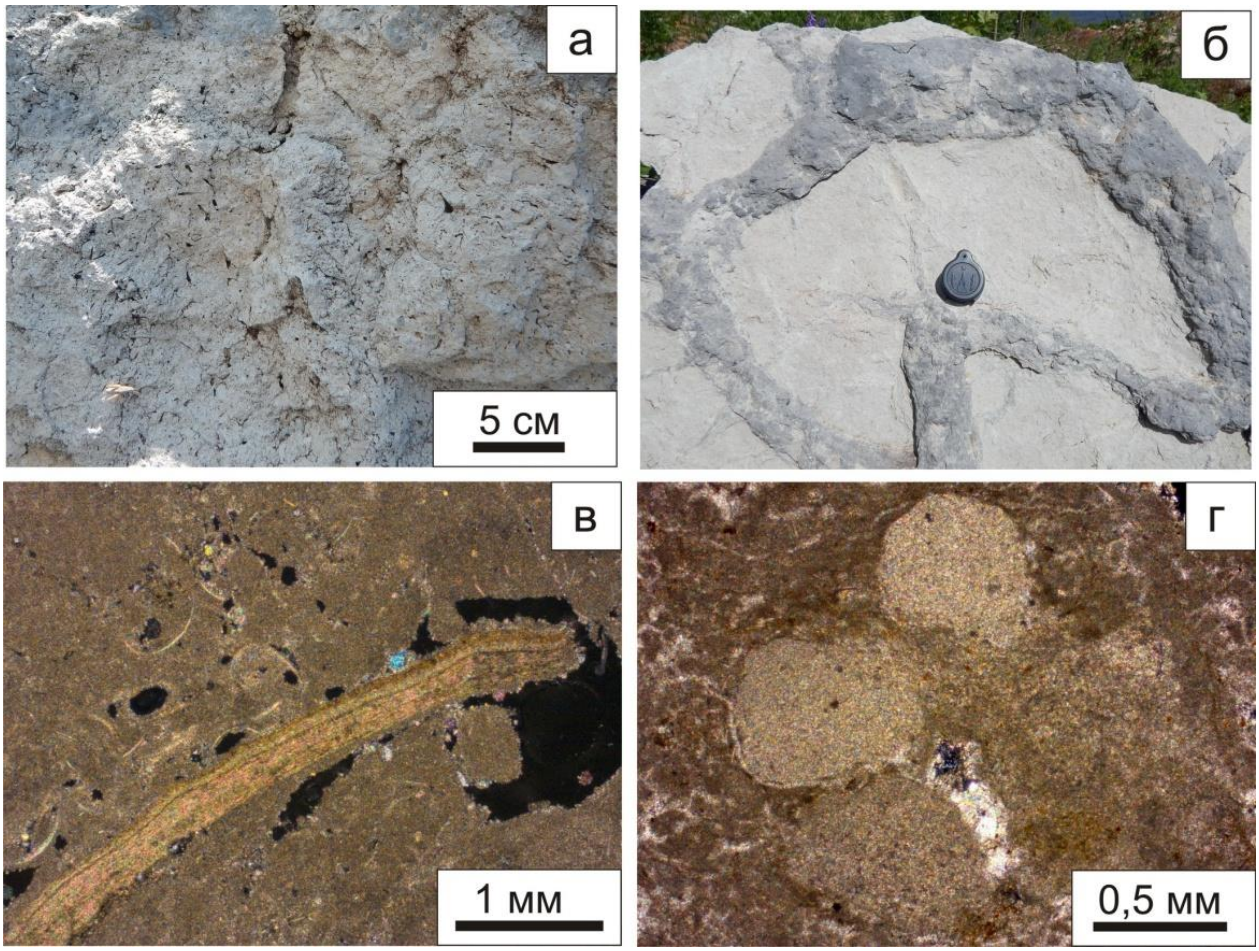


Рис. 1. Полевые и микроскопические снимки риоидного и микробиального известняка

а – сеть корневых каналов в ризоидном известняке, б – трещины усыхания, заполненные темно-серым микробиальным известняком, диаметр лупы – 4 см, в – фрагмент створки раковины *Palaeomutela sp.*на фоне остракод-микритовой массы, г – интракласты ризоидного известняка в пеллето-остракодовой массе микробиального известняка. Фото: Муравьев Ф.А.

Литостратиграфический потенциал ризоидных известняков в области развития красноцветных отложений внутриконтинентального осадочного бассейна уржумского времени и пестроты фациальных условий их формирования, представляется невысоким. Однако, учитывая, что ризоидные известняки формируются в условиях тектонической стабилизации территории, на примыкающих к ним участках равнинной суши одновременно с ними должны были формироваться зрелые палеопочвы (возможно, с развитием калькретов), которые могут замещать ризоидные известняки при прослеживании по простиранию. Обоснование этого предположения требует более детальных исследований.

Литература

Геологические памятники природы Республики Татарстан / В. В. Силантьев [и др.] ; под ред. И. А. Ларочкиной. – Казань: Акварель-Арт, 2007. – 286 с..

Иноземцев, С.А. Верхнепермские палеопочвы на известняках: Морфология и генезис (среднее течение р. Волга) / С. А. Иноземцев, С. В. Наугольных, Е. Ю. Якименко // Почвоведение. – 2011. – № 6. – С. 660–674.

Муравьев, Ф.А. Парамагнетизм и природа рассеянного органического вещества в пермских отложениях Татарстана / Ф. А. Муравьев, В. М. Винокуров, А. А. Галеев, Г. Р. Булка, Н. М. Низамутдинов, Н. М. Хасанова // Георесурсы. – 2006. - № 2 (19). – С. 40-45.

Муравьев, Ф.А. Доломитовые калькреты из красноцветных отложений верхней перми Оренбургского Приуралья / Ф. А. Муравьев, Н. М. Хасанова, Э. З. Юнусова // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2021. – Т. 163, кн. 3. – С. 371–389.

Наугольных, С.В. Казанская и татарская растительность пермского периода / С. И. Наугольных // Геологические памятники природы Республики Татарстан / Под ред. И. А. Ларочкиной. – Казань: Акварель-Арт, 2007. – С. 236–254.

Alonso-Zarza, A.M. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record / A. M. Alonso-Zarza // Earth-Sci. Rev. – 2003. – V. 60. – PP. 261–298.

Freytet, P. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview / P. Freytet, E. P. Verrecchia // Journal of Paleolimnology. – 2002. – V. 27. – PP. 221– 237.

Noffke, N. Microbially induced sedimentary structures – a new category within the classification of primary sedimentary structures / N. Noffke, G. Gerdes, T. Klenke, W. E. Krumbein // Journal of sedimentary research. – 2001 – V. 71, no 5. – PP. 649–656.

Wright, V.P. Calcrete / V. P. Wright // Geochemical Sediments and Landscapes / Nash, D., McLaren, S. (Eds). – Oxford, UK, Wiley-Blackwell, 2007. – PP. 10-45.

Rhizoid limestones from the Middle Permian of Kazan Volga region, Russia

Mouraviev F.A.[1], Kropotova T.V.[2], Silantiev V.V.[3], Khasanova N.M.[4]

Kazan Federal University, Russia, 420008, Kazan, Kremlyovskaya, 18,
1 – fedor.mouraviev@kpfu.ru, 2 - Tatyana.Kropotova@kpfu.ru,
3 – vsilant@gmail.com, 4 – Nailia.Khasanova@kpfu.ru

This paper presents the results of a study of rhizoid limestones of the Urzhumian stage on the example of the single layer by field and laboratory methods to identify the features of their deposition. Field description, optical microscopy, bulk geochemistry, isotope analysis of stable carbon and oxygen isotopes, scanning electron microscopy (SEM), and electron paramagnetic resonance (EPR) were used.

The investigated limestone is permeated with a network of thin root canals (rhizoid limestone), its uppermost part (3-5 cm) is represented by thin-laminated limestone. Both limestones are intersected by desiccation cracks filled with dark gray massive limestone. All three types of limestones contain the lacustrine fauna of ostracods and differ in microstructure, chemical and isotopic composition, and paramagnetic centers. The sequence and conditions for the formation of these types of limestones have been established, and the participation of microbial communities in the formation of massive limestone filling desiccation cracks has been revealed.

Rhizoid limestone is interpreted as lacustrine carbonate sediment, which was processed by plant roots during the shallowing of the lake. Thin-laminated limestone is interpreted as a palustrine (littoral) sediment. The complete drying of these sediments led to the formation of a network of cracks in them, which were filled with massive microbial limestone after flooding these sediments with lake waters.

The differences between rhizoid and pedogenic limestones (calcretes) are shown. The lithostratigraphic significance of rhizoid limestones is discussed.

Keywords: bioturbation, Urzhumian, microbial limestone

УДК 550.47:556.54
Определение природы углеводородов с помощью аналитических и космических данных в Баренцевом море

Немировская И.А., Иванов А.Ю.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Россия, 117997, Москва, Нахимовский проспект, 36, nemir44@mail.ru, ivanoff@ocean.ru

На основании данных дистанционного зондирования, полученных спутниками Sentinel-1A и Sentinel-1B в 2016–2022 гг. и результатов анализа углеводородов (алифатических – АУВ и полициклических ароматических – ПАУ) в донных осадках, отобранных в 2019–2022 гг.

установлена природа нефтяных пленок в различных акваториях Баренцева моря. Показано, что в прибрежных районах на распространение нефтяных пленок большое влияние оказывают антропогенные поступления углеводородов (в основном от судоходства), что подтверждается повышенными концентрациями АУВ в прибрежных осадках (до 73 мкг/г) и в составе $C_{орг}$ (до 3.6 %). В центральных и северных районах моря (в частности в координатах 75.2–75.3° с.ш. и 31.5–31.8° в.д., ст. 7105) группировка нефтяных пятен обусловлена природными нефтегазопроявлениями. Это подтверждают аномальное концентрирование ПАУ в нижних горизонтах колонки осадков, и их состав (доминирование 2-метилнафталина – маркера их нефтяного генезиса). При этом в составе алканов повышалась доля легких гомологов, что может указывать на их образование в осадочной толще.

Ключевые слова: Баренцево море, спутниковая радиолокация, нефтяные пленки, антропогенные и природные нефтепроявления, алифатические и полициклические ароматические углеводороды.

Введение. В экосистеме арктических морей и, в частности, Норвежско-Баренцевоморского бассейна в условиях меняющегося климата в последние годы произошли значительные изменения. Сокращение площади многолетних льдов под влиянием атлантических вод привело к освобождению шельфа от зимнего льда (Dalpadado, et al., 2012). Поэтому запуск европейских радиолокационных спутников в 2014 и 2016 гг. Sentinel-1A и Sentinel-1B предоставил уникальную возможность получения информации о состояния поверхности моря (нефтяном загрязнении и ледовой обстановке) с помощью космических данных. Благодаря этому регулярный спутниковый мониторинг ведется с 2015 г. в ряде мест Норвежско-Баренцевоморского бассейна. С помощью анализа радиолокационных изображений (РЛИ) были обнаружены многочисленные поверхностные нефтепроявления (Ivanov et al. 2022).

Цель исследования – верифицировать данные дистанционного зондирования из космоса, то есть сопоставить результаты радиолокационного спутникового мониторинга с результатами анализа содержания и состава углеводородов (алифатических – АУВ и полициклических ароматических углеводородов – ПАУ) в донных осадках.

Материалы и методы. Нефтяные пленки были определены на поверхности Баренцева моря с помощью ежедневного и всепогодного сбора и анализа данных РЛИ, полученных с помощью европейских спутников Sentinel-1A и Sentinel-1 в режимах Interferometric Wide (IW) и Extra Wide (EW) с разрешением 10 и 40 м и полосой обзора 250 и 400 км (Ivanov et al. 2022). Обнаружение пятен пленочных загрязнений (образованных нефтью, нефтепродуктами и прочими маслянистыми веществами), после их предварительной обработки, включает ряд этапов: обнаружение темных пятен на изображении; извлечение дополнительной информации об этих пятнах с помощью компьютерной обработки (привлечение и анализ дополнительных данных); идентификация темных пятен пленочных загрязнений и классификация по типам загрязнения; отсев пленочных образований биогенного и аэрогидродинамического происхождения. Различия в интенсивности радиолокационного сигнала, рассеянного в области нефтяного пятна (сглаживание мелких ветровых волн) и на поверхности окружающей воды, позволяют выявлять пленочные нефтяные загрязнения моря.

В августе 2021 г. в 84 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» на ст. 7105 (рис. 1) с помощью мультикорера (Mini Muc K/MT 410, KUM, Германия) был отобран ненарушенный керн донного осадка. Колонку осадка делили по слоям через 1 см и замораживали до анализа в лаборатории. Из предварительно высушенного осадка, выделяли фракцию 0,25 мм, из которой экстрагировали метилен хлоридом АУВ и ПАУ ультразвуковым методом. Концентрацию АУВ (Немировская, 2013) определяли ИК-методом (на спектрофотометре IRAffinity-1 фирмы Shimadzu, Япония), алканы – газохроматографическим методом (на хроматографе Кристалл-Люкс 4000-М, РФ), суммарную концентрацию ПАУ – флуоресцентным методом (на приборе «Trilogy», США), а их состав – методом высокоэффективной жидкостной хроматографии – ВЭЖХ (на приборе «Lab Alliance» Shimadzu, Япония), $C_{орг}$ в донных осадках определяли на приборе TOC-L (Shimadzu, Japan).

Результаты и их обсуждение. Анализ сводных данных РЛИ показал, что наиболее часто пятна пленочных загрязнений группируются на поверхности моря в районе основных судоходных трасс: через пролив Карские Ворота в Мурманск или Архангельск и далее вдоль норвежского побережья, а также на второстепенных трассах и практически во всех зонах рыболовства. (рис. 1). Нефтяные пленки были сконцентрированы на подходах к Кольскому заливу и в самом заливе, где велико влияние местного флота и нефтегазового комплекса. Данные, полученные в 2019–2020 гг. показали, что антропогенное поступление УВ в донные осадки ограничено прибрежными районами, где увеличивается их содержание в составе $C_{орг}$. В частности, в 2019 г. при концентрации АУВ 64 мкг/г, а ПАУ – 600 нг/г в песчанистых осадках Канинской банки (при влажности 17.4%), их доля достигала аномально высокого значения в составе $C_{орг}$: для АУВ – 11.7%, для ПАУ – 0.13%, что характерно для нефтяных антропогенных АУВ. Близкие результаты были получены в 2020 г. в прибрежных песчанистых осадках в районе Мурманска с влажностью 11–14%. При содержании АУВ 54–73 мкг/г, их доля в составе $C_{орг}$ колебалась в диапазоне 3.4–3.6%.

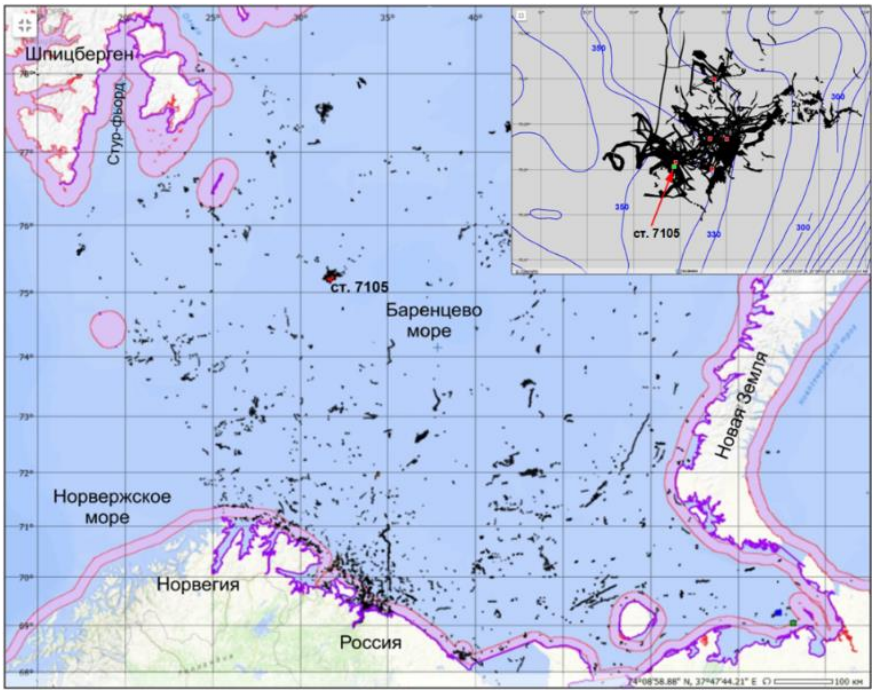


Рис.1. Сводная карта нефтяных пленок всех типов (выделены черным цветом), обнаруженных в Баренцевом море в ходе мониторинга в 2015–2021 гг. по данным спутниковой радиолокации. Врезка: пространственно-временная группировка пятен-сликов на поверхности моря, обнаруженных в глубоководной части моря (330–345 м) в координатах 75.2–75.3° с.ш. и 31.5-31.8° в.д.

Кроме того, нефтяные пленки были обнаружены в центральных и северных районах Баренцева моря (рис. 1). Согласно данным радиолокации характерная группировка пятен-сликов на поверхности моря наблюдалась в 232 км к юго-востоку от о. Хопен и в 370 км к северо-востоку от о. Медвежий. Эти нефтепроявления впервые были обнаружены на РЛИ спутника Sentinel-1A в мае 2016 г. и позднее в этом районе были зарегистрированы более чем на 50 РЛИ. Большая часть пятен имела линейную форму, длину от 1 до 23 км; они появлялись в одном и том же месте моря, группируясь в пространстве и создавая характерные веерные структуры (рис. 1, врезка). Индивидуальная площадь пятен изменялась от 0.2 до 20 км^2. Поэтому сделан вывод о наличии группы из трех-пяти подводных источников нефтяных УВ на дне (грифонов или сипов). Их положение было определено в глубоководной части моря (330–345 м) в координатах 75,2–75,3° с.ш. и 31,5-31,8° в.д. Нефтепроявления в этом районе были зарегистрированы на 53 РЛИ.

Отобранный в этом районе (ст. 7105) донный осадок до глубины 13 см состоял из восстановленного алеврито-пелитового ила темно-оливково-серого цвета, а глубже прослеживались единичные включения галечного материала. На поверхности и в толще осадка наблюдалось большое количество погонофор и их трубок. Осадок на глубине 5 см становится комковатым, с 7 см – в осадке появляются гидротроилитовые примазки и микро прослои, количество которых увеличивалось с глубиной; с 15 см – осадок уплотнялся, а с 20 см – в осадке появлялся запах сероводорода (признак не полного разложения органических соединений).

Содержание $C_{орг}$ в осадке было довольно высоким как в поверхностных горизонтах, так и в нижнем (25–26 см) – > 2% (рис. 2а). Их концентрации определялись гранулометрическим составом осадка, и между влажностью осадка и $C_{орг}$ установлена зависимость с высоким коэффициентом корреляции (r=0.94, n=26, p<0.05).

Напротив, содержание АУВ было довольно низким (рис. 2б). Их величины изменялись от 33 мкг/г (гор. 2–3 см) до 11 мкг/г (гор. 22–23 см) и неравномерно снижались с глубиной захоронения. Между распределением $C_{орг}$ и АУВ в толще осадка наблюдалась зависимость (r=0,70, n=26, p<0,05).

В составе алканов доминировали низкомолекулярные гомологи, и отношение L/H (низко- к высокомолекулярным алканам) на горизонте 26–27 см было почти в 2 раза выше (1.21), чем на горизонте 24–25 см (0,61). При этом доминировали н-алканы над изо-соединениями, особенно в нижних горизонтах (н-C_{17}/i-C_{19}=7,92), и пристан в нижнем горизонте преобладал над фитаном – i-C_{19}/i-C_{20}=0,13 (гор. 18–19 см), 24,4 (гор. 23–25 см). Все это указывает на нетипичный, автохтонный, мало преобразованный состав АУВ в глубинных горизонтах осадков

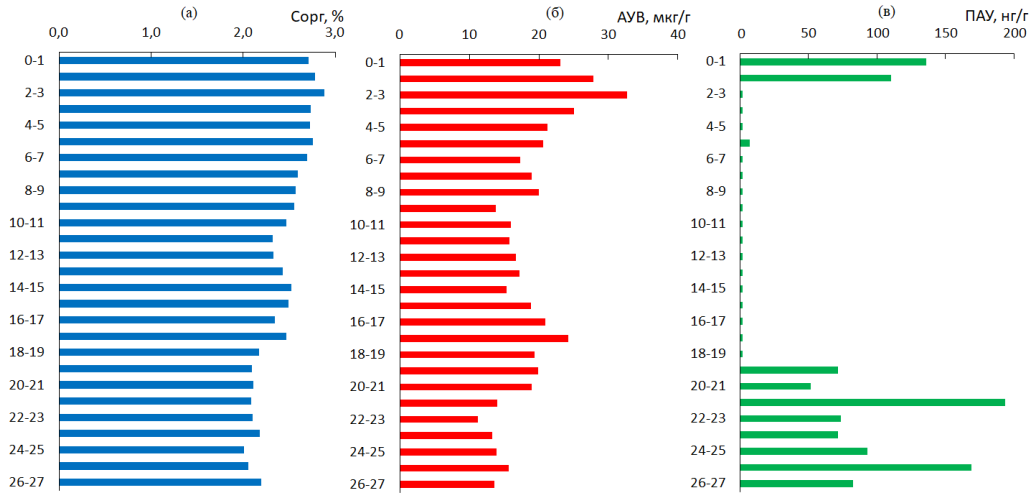


Рис. 2. Распределение (а) – $C_{орг}$, (б) – АУВ, (в) – ПАУ в толще донных осадков на ст. 7105

.

Содержание ПАУ в керне осадка изменялось от 2 до 193 нг/г (рис. 2в). Их концентрации на горизонте 2–3 см уменьшались практически до аналитического нуля, что соответствует обычному их распределению в осадочной толще, так как считается, что главный источник полиаренов – атмосфера (AMAP, 2007, 2017). В нижних горизонтах 19–27 см происходило их неравномерное увеличение. Максимальная концентрация ПАУ оказалась не в поверхностном слое, как это обычно наблюдается, а в толще донных осадках на горизонте 21–22 см (рис. 2в). Изучение состава ПАУ установило повышенную долю нафталинов, с максимумом на горизонте 26–27 см (39% от суммы ПАУ). Последнее в достаточной степени неожиданно, так как нафталины наименее устойчивые соединения в составе ПАУ, которые должны разлагаться в процессе седиментации (Tolosa, et.al., 2004). Поэтому можно считать, что они образовались непосредственно в осадочной толще. Причем содержание 2-метилнафталина (маркера нефтяного происхождения полиаренов) превышало в отдельных горизонтах даже концентрацию фенантрена, наиболее распространенного полиарена в донных осадках (Немировская, 2013; Tolosa, et.al., 2004). Тем не менее, на ст. 7105, несмотря на повышенное содержание в осадках $C_{орг}$, определены низкие концентрации АУВ. Однако состав алканов и ПАУ был аномальным, что предполагает молекулярную диффузию, то есть флюидный поток углеводородов из нижних горизонтов.

Сведения о составе и фоновых концентрациях флюидных углеводородов довольно противоречивы (AMAP, 2007). Предполагается существование нескольких типов систем, в которых может происходить поступление УВ из толщи осадков. Обычно высачивается нефть с низкой температурой застывания и в ее составе обнаружены, как и на ст. 7105 низкомолекулярные биогенные алканы. Если принять газовый флюид за газ-носитель, а осадочные породы и содержащееся в них органическое вещество за сорбент, легко представить, что извлекаться газовым потоком будут преимущественно низкомолекулярные УВ неразветвленного, компактного строения (AMAP, 2017; Nemirovskaya and Khramtsova, 2021).

Таким образом, результаты верификации данных РЛИ показали, что нефтяные пленки в прибрежных, наиболее судоходных районах образуются в результате антропогенного воздействия, так как содержание АУВ в донных осадках значительно превышает фоновые величины, а в составе $C_{орг}$ их доля превышала ≥ 1%. Напротив, в акватории ст. 7105 наличие группы сликов, обнаруженных по данным РЛИ, имеют природное происхождение, так как их образование происходит в осадочной толще. Это заключение подтверждено независимыми исследованиями содержания и состава углеводородов: рост концентраций ПАУ в нижних горизонтах колонки донных осадков и увеличение доли нафталинов, а в составе алканов – низкомолекулярных гомологов. Изменение скорости высачивания углеводородов во времени и пространстве приводит к изменчивости от года к году количества нефтяных пятен-сликов на поверхности Баренцева моря в акваториях флюидных потоков со дна.

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания Министерства науки и высшего образования РФ: тема № FMWE-2021-0016 (геохимические исследования), тема № FMWE-2021-0001 (обработка и анализ спутниковых данных); обобщение материала – при поддержке Российского научного фонда: проект № 19-17-00234-П).

Литература

Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: - Научн. Мир. - 2013. - 432 с.

AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Ch. 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo.- 2007.- 87 p.

AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme): Chemicals of Emerging Arctic Concern. (2016). Oslo. - 2017.- 353 p.

Dalpadado P., Ingvaldsen R. B., Stige L. C., et al. Climate effects on Barents Sea ecosystem dynamics ICES // J. Mar. Science. - 2012. – V. 69.- P.1303–1316 c.

Ivanov A.Yu., Kucheiko A.Yu., Ivonin D.V. et al. Oil spills in the Barents Sea: The results of multiyear monitoring with synthetic aperture radar // Mar. Poll. Bull. 2022. - V.- 179. 113677. doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.113677

Nemirovskaya, I.A., Khramtsova, A.V. Features of the Hydrocarbon Distribution in the Bottom Sediments of the Norwegian and Barents Seas // Fluids.- 2021.- №6.- 456. https://doi.org/10.3390/fluids6120456.

Tolosa I., Mora S., Sheikholeslam M.R. et.al. Aliphatic and Aromatic Hydrocarbons in Coastal Caspian Sea Sediments// Mar. Pollut. Bul. - 2004. - V. 48.- P.44–60.

Determining the nature of hydrocarbons using analytical and space data in the Barents Sea

Nemirovskaya I.A., Ivanov A.Yu.

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovsky prospect, 36, Moscow, Russia, 117997

Based on remote sensing data obtained by Sentinel-1A and Sentinel-1B satellites in 2016–2022. and the results of the analysis of hydrocarbons (aliphatic - AHCs and polycyclic aromatic - PAHs) in bottom sediments taken in 2019-2022 the nature of oil slicks in various areas of the Barents Sea has been established. It has been shown that the distribution of oil slicks in coastal areas is greatly influenced by anthropogenic hydrocarbon inflows (mainly from shipping), which is confirmed by elevated AHC concentrations in coastal sediments (up to 73 μg/g) and in the composition of C_{org} (up to 3.6%). In the central and northern regions of the Sea (in particular, in the coordinates 75.2–75.3 N and 31.5–31.8 E, station 7105), the grouping of oil slicks is due to natural oil and gas manifestations. This is confirmed by the anomalous concentration of PAHs in the lower horizons of the sediment column, and their composition (the dominance of 2-methylnaphthalene, a marker of their oil genesis). At the same time, the proportion of light homologues in the composition of alkanes increased, which may indicate their formation in the sedimentary sequence.

Key words: Barents Sea, satellite radar, oil slicks, anthropogenic and natural oil shows, aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons.

УДК 553.041

Зависимость локализации титано-циркониевых россыпей от гранулометрического состава песков ергенинской толщи (Республика Калмыкия)

Никитин А.В.

Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г.Воронеж, Университетская площадь, 1, nikav_1960@mail.ru

Отложения ергенинской свиты развитые в пределах Ергенинской возвышенности на территории Калмыкии представлены кварцевыми песками различного гранулометрического состава с естественным шлихом титано-циркониевых минералов, наиболее высокое содержание которых приурочено к мелко-тонкозернистым разностям

Ключевые слова**:** титан-циркониевые россыпи, Калмыкия

Отложения ергенинской свиты (mN1*er*) залегают «плащеобразно» в пределах Ергенинской возвышенности, которая расположена на юго-востоке Европейской части России, и разделяет бассейны Азовского и Каспийского морей. С востока возвышенность ограничена Ергенинским уступом, а с юга – долиной р. Маныча (Печенюк и др, 2021).

В процессе подготовки к изданию Госгеолкарты-1000 третьего поколения (Государственная…, 2000) в кварцевых песках Ергенинской свиты было установлено наличие естественного шлиха титано-

циркониевых минералов, что явилось основанием для выделения в её пределах Ергенинского потенциального россыпного района (Пруцкий и др, 2006).

В пределах Ергенинского россыпного района выделяются Уманцево-Малодербетское, Садово-Обильненское, Балковско-Кегультинское, Ремонтненское и Буратинское россыпные поля (Лаврищев и др,2006).

Наши работы проводились на россыпепроявлениях Садовый, Кировский, Обильное.в пределах Садово-Обильненского россыпного поля, где мощность Ергенинской свиты варьирует от 27 до 60 м. Продуктивная часть разреза мощностью от 1 до 10 м сложена тонко- и мелкозернистыми песками (Никитин и др, 2023).

На изучаемой территории ергенинские отложения представлены нижним и верхним обогащенными горизонтами. На нижнем горизонте продуктивная толща, в основании разреза, сложена светло-серыми, тонкозернистыми кварцевыми песками. Слоистость пологоволнистая. Слойки тонкие (1−3 мм), прямолинейные, подчеркиваются шлиховыми прослоями тяжелых минералов, которые группируются в серии (до 10 см). Содержания полезных компонентов здесь достигает 36.5 кг/куб. м на мощность 4 м. (Лаврищев и др,2008).

Верхний горизонт мощностью от 2 до 10 м является более продуктивным. Он сложен хорошо сортированными, отмытыми от глинистого вещества белыми и светло-серыми тонкозернистыми горизонтально- и мульдообразнослоистыми песками. Слоистость подчеркивается скоплениями рудных минералов в виде тонких шлиховых прослоев. Содержание титано-циркониевых минералов от 40 до 70.8 кг/^{3,} м.

Для определения перспективности территории на титан-циркониевое сырьё необходимо выяснить генетическую принадлежность ергенинских отложений (Бойко, 2004) путём наблюдения за характером слоистости, как рудных, так и вмещающих безрудных песков, изучения минералогического и гранулометрического состава, а также характера распределения естественного шлиха.

Были отобраны пробы, которые подвергались гранулометрическому анализу по стандартной методике.

Анализ гранулометрии разрезов показал, что в виде фоновых концентраций (до 5 кг/м^3) тяжёлые минералы присутствуют повсеместно. Их минимальное количество отмечается в

средне- и крупнозернистых плохо сортированных песках с разно-ориентированной косой, мульдообразной и горизонтальной слоистостью со следами подводного оползания осадков (Ботвинкина, 1965)

Крупно-, средне- и мелкозернистые, преимущественно косослоистые кварцевые пески, переходящие вверх в слабонаклонные и горизонтально-волнистые. с градационной сортировкой материала содержат редкие шлиховые прослои тяжелых минералов.

Наиболее продуктивные линзы формируются в белых, светло- и желтовато-серых тонко- и мелкозернистых разностях, состоящих на 60−70 % из зерен размером 0.1−0.25 мм. с содержаниями тяжелой фракции в отдельных частях разреза до 3−5 %.

В тоже время зерна тяжелых минералов из титано-циркониевых россыпей всегда мельче зерен породообразующего кварца, поэтому с учётом размерного класса минералов тяжёлой фракции (-0.315 с пиком приходящимся на класс -1.14+0.1), даже средне- и крупнозернистые пески в классе -0.315 представляют определённый интерес с точки зрения извлечения минералов тяжёлой фракции.

Литература

Бойко Н. И. Титан- циркониевые россыпи Ставрополья // *Литология и полезные ископаемые.* 2004. № 6. С. 602−609

Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 265 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист L-37, 38. Ростов-на-Дону. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000, 296 с.

Лаврищев В. А., Семенов В. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000 000 (третье поколение). Лист L-38 [Электронный ре-сурс]. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. URL https://www.geokniga.org/maps/7062 (дата обращения: 20.04.2023)

Лаврищев В. А., Семенов В. М. и др. Отчет по объекту «Прогнозно-поисковые работы масштаба 1:200 000−1:50 000 на титан-циркониевые россыпи в пределах восточной части Ергенинского потенциального россыпного района». 2008.

Никитин А.В., Золотарёва Г.С., Кобылина О.Н. и др. Перспективы пород ергенинской свиты на Ti-Zr сырье (Республика Калмыкия) Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2023, № 2, 44–56

Пруцкий Н. И., Рудянов И. Ф., Энна Н. Л. Предкавказская Титан-циркониевая россыпная провинция: история изучения и основные результаты исследований // *Региональная геология и металлогения*. 2006. № 29. С.50−55

Печенюк В. Ф., Письменская Г. А., Шишов В. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Скифская. Лист L-38-III (Садовое).

Объяснительная записка [Электронный ресурс]. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2021. URL https://www.geokniga.org/sites/geokniga/files/mapcomments/l-38-iii-sadovoe-gosudarstvennaya-geologicheskaya-karta-rossiyskoy-federaci.pdf (дата обращения: 20.04.2023).

Dependence of localization of titanium-zirconium placers on the granulometric composition of sands of the yergeninskaya stratum (Republic of Kalmykia)

Nikitin A.V.

Voronezh State University, Voronezh, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, nikav_1960@mail.ru

Deposits of the Yergeninskaya Formation developed within the Yergeninskaya Upland on the territory of Kalmykia are represented by quartz sands of different granulometric composition with natural heavy concentrate of titanium-zirconium minerals, the highest content of which is confined to fine- to fine-grained varieties.

Keywords: titanium-zirconium placers, Kalmykia

УДК 552.53 ; 551.24.031 : 551.736.1
К вопросу о происхождении Гремячинского и Верхнекамского месторождений калийных солей

Никулин И.И.

Россия, 394018 г. Воронеж, Университетская пл., 1, iinikulin@gmail.ru

Проведен анализ геологической и геофизической информации о распространении галогенной формации в пределах ВЕП. Основной этап отложения сильвинита приходится на кунгурское время (P_1k). Выяснено, что увеличение мощностей кунгурской галогенной формации приурочено к конусам выноса различных фаций на флангах реактивированных в палеозое архейских рифтов. Остаточные девонские залежи галогенов установлены в троговых структурах рифтов. Первичные бассейны седиментации галогенов были образованы в рифтах, с которыми связаны орогенные процессы.

Ключевые слова: сильвинит, галогенез, рифт, орогения, Восточно-Европейская платформа

Согласно геолого-геофизическим реконструкциям фундамент Восточно-Европейской платформы (ВЕП) состоит из трех крупных сегментов литосферы: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии (Bogdanova и др., 2005) (рис. 1). С востока здесь вклинивается неоархейский Волго-Уральский сегмент. С севера подходят неоархейские и палеопротерозойские структуры Фенноскандии. С юга – мезо- и неоархейские структуры сегмента Сарматии. Эти три сегмента коры ВЕП, резко различающиеся архейской и раннепротерозойской историями, разграничены в современной её структуре транскратонными Среднерусско-Волыно-Оршанской и Пачелмской рифтовыми системами среднего и позднего протерозоя. Часть из них унаследовала пояса палеопротерозойской коллизии сегментов, которые оцениваются по возрасту около 2,0 млрд лет для Рязано-Саратовского (Пачелмского) пояса и 1,80–1,75 млрд лет – для Среднерусского (Bogdanova и др., 2001). Окончания швов коллизии связываются на периферии ВЕП единым поясом отложений галоидов протяжённостью более 2500 км.

Крупная вспышка магматизма ВЕП фиксируется в завершающей фазе тектонических движений в рифейский цикл тектогенеза в виде волынской вулканогенно-осадочной формации в большинстве рифтов центральных областей платформы и волынской трапповой формации в зоне сочленения Среднерусского и Волыно-Подольского авлакогенов (Чайкин, 1984, 1986). В раннегерцинские тектонические фазы развития Волго-Уральской антеклизы происходили возрождение и заложение новых авлакогенов и более мелких грабенов - Вятского, Пугачевского, Доно-Медведицкого, Притиманского, Бузулукско-Кушумского, Шугуровского и др. Максимальными опусканиями была охвачена центральная часть Волго-Уральской антеклизы (ВУА) с образованием так называемого Главного рва платформы (Притиманский, Вятский, Доно-Медведицкий авлакогены). С позднедевонскими рифтами пространственно связана нижнефранская базальтовая формация в эффузивной и эксплозивной фации. В комплексах пород доманикового времени выделяются признаки крупной вспышки вулканизма (Чайкин, Штейнгольц, 1991). В позднегерцинское время произошла инверсия троговых зон авлакогенов.

Прикаспийская синеклиза образована в зоне внешнего юго-восточного угла ВЕП, в области ее сочленения с Уральской геосинклиналью и Мангышлакской тафрогеосинклиналью, входящей в

систему рифтов Большого Донбасса. В PR2 в следствие распада складчатого основания с заложением крупных авлакогенов, многие из которых продолжаются и во внутренние области платформы (Донно-Медведицкий, Пугачевско-Челкарский). В венд-раннедевонское время предполагаются крупные воздымания в составе ВУА и Украинско-Воронежской антеклизой. Позднее восточная группа рифтов (Мангышлак, вал Карпинского) была переработана складчатостью и включена в состав эпигерцинской Скифско-Туранской платформы. Такое положение синеклизы обусловило ее повышенную мобильность, огромные размеры и амплитуду опусканий, что значительно отличает данную структуру от интракратонных Московской синеклизы. Ее аналогами являются Польско-Германская и Печорская синеклизы других внешних углов платформы, а также впадина Мексиканского залива, расположенная в зоне сочленения Американской платформы с Атлантическим океаном. Названные синеклизы в отличие от внутриплатформенных впадин объединяются в группу перикратонных синеклиз. Анализ гравитационных и магнитных аномалий позволил выявить продолжения известных во внутренних областях платформы рифейских авлакогенов на территории Прикаспийской синеклизы (Валеев, 1970). В пределах синеклизы устанавливаются поперечные сдвиги - Казталовкинский, Кушумский, Джамбейтинский, Кара-Тюбинский и др., осложняющие Пугачевско-Челкарский, Доно-Медведицкий, Индерский и Северо-Каспийский авлакогены.

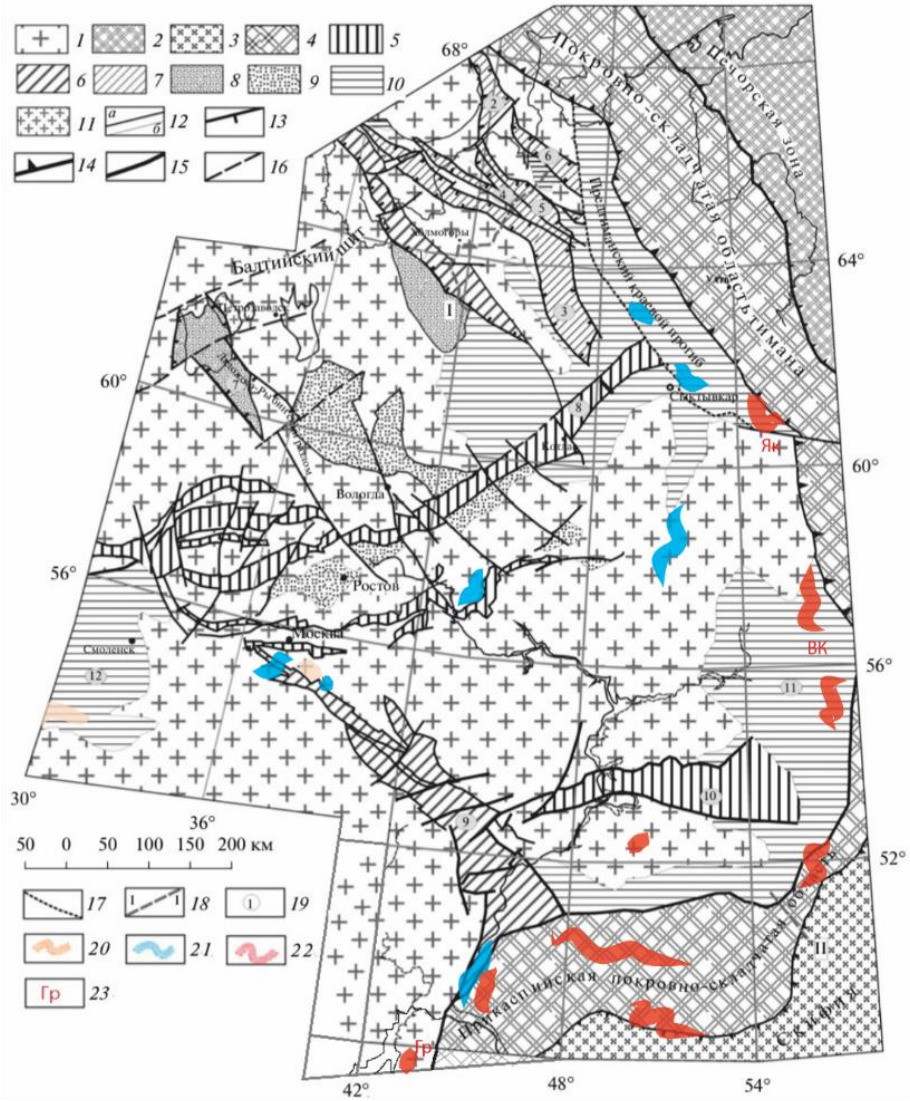


Рис. 1. Схема расположения основных тектонических структур рифей-ранневендских комплексов Восточно-Европейской платформы по (Хераскова и др., 2015) с дополнениями

1–3 – кристаллический фундамент (консолидированная кора) ВЕП: 1 – дорифейский; 2, 3 – кадомский (тиманский): 2 – Печорской зоны, 3 – Скифского микроконтинента; 4–10 – осадочный чехол ВЕП: 4 – складчатый комплекс осадочного чехла, 5–7 – структуры растяжения (транстенсивные): 5 – внутриконтинентальные рифты конца рифея – раннего венда, 6 – внутриконтинентальные рифты конца раннего–среднего рифея, 7 – окраинноконтинентальные рифты раннего–среднего рифея, связанные с заложением и развитием Тимано-Прикаспийской пассивной континентальной окраины; 8 – грабен-синклинали и орогенные впадины, генетически связанные с гренвилльской орогенией; 9 –

предполагаемая область распространения нижнерифейских отложений за пределами авлакогенов (фрагменты протоплатформенного чехла); 10 – предполагаемая область распространения верхнерифейских и нижневендских отложений за пределами авлакогенов (фрагменты эпигренвильского палеоплатформенного чехла Родинии); 11 – граниты рапакиви; 12 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые, 13 – разломы, ограничивающие односторонние грабены деструктивной континентальной окраины; 14 – зоны коллизии и аккреции; 15 – сбросы, 16 – сдвиги; 17 – граница Предтиманского краевого прогиба; 18 – местоположение сейсмических разрезов. 19 – цифры в кружках: 1–6 грабены: 1 – Кандалакшско-Двинский, 2 – Мезенский, 3 – Керецкий, 4 – Лешуконский, 5 – Азапольский, 6 – Усть-Мезенский; 7 – Онежская грабен-синклиналь; 8–10 – авлакогены: 8 – Среднерусский, 9 – Пачелмский, 10 – Абдулинский; 11 – Камско-Бельский прогиб, 12 – Оршанская впадина. Бассейны галонакопления: 20 – калийные девонские, 21 – сульфаты девонские, 22 – калийные пермские. 23 – месторождения хлористого калия: Гр – Гремячинское, ВК – Верхнекамское, Як – Якшинское.

В герцинский цикл тектогенеза большинство авлакогенов, по-видимому, неоднократно возрождалось, во всяком случае, как свидетельствует анализ кунгурской галогенной формации, фациальные зоны обнаруживают тесную связь с описанными авлакогенами (Валеев, 1981). В среднедевонское-раннедевонское время заложился Бузулукско-Кушумский авлакоген с перерастанием в ВУС, охватившую своими прогибаниями центральную и западную половины современной Прикаспийской синеклизы. Присоединение в подзнегерцинские фазы тектогенеза Актюбинского краевого прогиба с образованием в ассельско-артинскую эпоху относительно единой Прикаспийской синеклизы, раскрывшуюся в область еще более интенсивных опусканий рифтов Большого Донбасса. В центральной части синеклизы накопилась огромной мощности ассельско-артинская песчано-глинистая флишоидная формация, аналогов которой во внутриплатформенных впадинах не находится. Инверсия в предкунгурское время рифтов Большого Донбасса с возникновением южного барьера и образованием собственно ППС, в пределах которой произошло формирование галогенной формации, уникальной по мощности и площади распространения.

Предуральский прогиб возник в позднекаменноугольно-раннепермское время в виде структуры, наложенной на гетерогенное основание восточной части ВЕП. Поперечными седловинами он обособляется на Верхнепечорскую, Соликамскую, Юрезано-Сылвенскую и Сакмаро-Бельскую депрессии. Последняя в южном направлении раскрывается в перикратонную Прикаспийскую синеклизу (ППС), сохраняя свою относительную обособленность, что выражается в резком отличии большинства формаций Актюбинского Приуралья от их аналогов центральной части синеклизы, а также и общей линейности дислокаций осадочного чехла, в особенности соляных антиклиналей, в отличие от сложных разветвлений и полукольцевых систем соляных куполов и массивов синеклизы. Рифейские, девонские и значительная часть каменноугольных отложений, развитых в пределах прогиба, ничем не отличаются от платформенных образований и включается в состав соответствующих формации ВАУ. Континентальный склон Урала был охвачен орогенезом лишь в позднегерцинские коллизионные фазы тектогенеза.

Кунгурская лагунная галогенная калиеносная формация выделяется в осевой части Предуральского прогиба, выполняя Верхнепечорскую, Соликамскую, Юрезано-Сылвенскую и Сакмаро-Бельскую депрессии, заполняя далее к юго-западу склоны ВУА и область огромных опусканий ППС. Совместно с сульфатно-доломитовой лагунной формацией Волго-Уральской антеклизы образует доломитово-сульфатно-соленосную лагунную мегаформацию. Отложения галогенной формации залегают согласно на подстилающих верхнекаменноугольно-артинских образованиях депрессивного типа. В пределах более интенсивно развивающегося Сакмаро-Бельского прогиба в связи с продолжающейся его миграцией на платформу кунгурские соленосные образования перекрывают южные наиболее опущенные рифы Ишимбайской связки, и верхняя часть формации в объеме иреньского горизонта (главным образом лунежские слои) распространяется на прилегающую часть платформы (Стерлибашевский прогиб).

В северной части Предуральского прогиба процессы накопления солей происходили в Верхнепечорском бассейне, отвечающем в тектоническом отношении Курьинской впадине - южной части Верхнепечорской депрессии. Площадь развития соленосных отложений вытянута в меридиональном направлении.

Таким образом, интенсивный галогенез можно объяснить прежде всего консолидацией ВЕП и затем формированием Русской плиты. В начальном этапе в условиях заложения рифтовых систем происходило накопление в них материнского вулканогенно-осадочного материала. Материнский материал поступал из очагов трещинных гидротермальных систем. Недифференцированный галогенный сток литифицировался накапливаемыми осадками. В заключительном этапе реактивированные в палеозое рифтовые зоны добавили новые галогенные порции в общий процесс переотложения калийных солей из орогенов ВЕП в нижнепермские бассейны седиментации.

Литература

Валеев Р.Н. Авлакогены Русской платформы / Р.Н. Валеев. Недра, Москва, – 1978. – 152 с.

Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы / Р.Н. Валеев. М.: Недра. – 1981. – 216 с.

Чайкин В.Г. Основные этапы тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы / В.Г. Чайкин // Геотектоника. – 1986. – N 3. – С. 42–54.

Чайкин В.Г. Эндогенные рудные формации областей активизации Восточно-Европейской платформы / В.Г. Чайкин // Советская геология. – 1984. – No 6. – С. 79–92.

Чайкин В.Г. О парагенезисе природной соды и доманикоидов / В.Г. Чайкин, В.Л. Штейнгольц и др. // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1991. – С. 109–119.

Хераскова Т.Н. Корреляция позднедокембрийскийх и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в спежных палеоокеанических областях / Т.Н. Хераскова, Ю.А. Волож, М.П. Антипов, В.А. Быкадоров, Р.Б. Сапожников // Геотектоника. – 2015. – № 1. – С. 31.

Bogdanova S.V. / S.V. Bogdanova, R. Gorbatschev, R.G. Garetsky // Encyclopedia of Geology. – Amsterdam: Elsevier, – 2005. – V. 2. – P. 34–49.

Bogdanova S.V. EUROBRIDGE: Palaeoproterozoic Accretion of Fennoscandia and Sarmatia / S.V. Bogdanova, R. Gorbatschev, R.A. Stephenson, A. Guterch // Tectonophysics. – 2001. – V. 339. – No 1/2. – 237 p.

To the question of the origin of the Gremyachinsky and Verkhnekamsky deposits of potassium salts

Nikulin Iv.Iv.

Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, iinikulin@gmail.ru

An analysis of the geological and geophysical information on the distribution of the halogen formation within the EEP has been carried out. The main stage of sylvinite deposition falls on the Kungur time (P1k). It was found that the increase in the thickness of the Kungur halogen formation is associated with alluvial fans of various facies on the flanks of Archean rifts reactivated in the Paleozoic. Residual Devonian deposits of halogens are found in the trough structures of rifts. Primary halogen sedimentation basins were formed in rifts associated with orogenic processes.

Keywords: sylvinite, rift, orogenic

УДК 550.4: 552.5(234.851)
Геохимические особенности и условия формирования нижнепалеозойских отложений кряжа Манитанырд (Полярный Урал)

Никулова Н. Ю.

Институт геологии Коми НЦ ФИЦ УрО РАН. Россия, 167982, Сыктывкар, Первомайская, 54, nikulova@geo.komisc.ru

Приведены результаты изучения вещественного состава песчано-алевритовой толщи в основании палеозойского разреза на кряже Манитанырд (Полярный Урал). Интерпретация результатов химических анализов породообразующих, редкоземельных, редких и малых элементов, позволила сделать предположение, что накопление терригенной толщи проходило в эпиконтинентальной обстановке за счет размыва и переотложения преимущественно слабо выверелых пород позднерифейско-вендского фундамента. Основным источником обломочного материала были магматические породы кислого состава, связанные с кембрийским предрифтовым поднятием и рифтогенезом.

Ключевые слова: условия осадконакопления, манитанырдская серия, Полярный Урал.

В центральной части кряжа Манитанырд на породах фундамента – поздневендско-позднекембрийских вулканогенного-терригенных образованиях енганэпейской (V_2–$Є_1$en) свиты, с угловым и азимутальным несогласием залегает ритмично построенная алевролито-песчаниковая толща на геологической карте (Государственная…, 2007) обозначенная качестве нерасчлененной манитанырдской серии, полный разрез которой для этого района Полярного Урала включает нижнеордовикскую усинскую и среднеордовикскую малопайпудынскую свиты. В естественном

обнажении в борту ручья Голубого, правого притока р. Ния-ю, отложения енганэпэйской (V_2–$Є_1$en) свиты – переслаивающиеся туфоалевросланцы, туфопесчаники и туфогравелиты залегают с азимутом падения 125° и углом 40° и перекрываются алевролито-песчаниковой толщей манитанырдской серии с азимутом падения 120°, углом падения 70° и мощностью около 80 м. Песчаники **с** бластопсаммитовой структурой и массивной текстурой, сложены кварцем с единичными зернами полевых шпатов, микрокварцитов и тонкозернистой полевошпат-кварцевой породы. Кварцевый микроагрегатный цемент содержит редкие чешуйки хлорита и серицита, реже – игольчатые образования стильпномелана и микрозерна карбоната. Алевролиты, при аналогичном составе, имеют сланцеватую, обусловленную ориентировкой слюдистых минералов, текстуру. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, лейкоксеном, гематитом, цирконом, турмалином, пиритом, амфиболом и хромитом. Кроме того, в песчаниках и алевролитах обнаружены редкоземельные, редкие и экзотические минералы, в частности, муассанит и самородный кремний, а также необычные морфологические разновидности пирита и апатита (Никулова и др., 2011). В ходе полевого изучения разреза возникло предположение, что на породах фундамента с несогласием залегает верхняя часть разреза манитанырдской серии – малопайпудынская свита. Это предположение подтвердилось результатами U/Pb-датирования детритовых цирконов. Была установлена о принадлежность отложений к верхнему элементу разреза манитанырдской серии – малопайпудынской свите среднего ордовика – стратиграфическому аналогу саледской свиты Приполярного Урала (Никулова, Соболева, 2019).

Поскольку на кряже Манитанырд почти все известные рудопроявления в породах енгганеэпейской свиты пространственно приурочены к зоне их контакта с алевролито-песчанниковой толщей манитанырдской серии, то геохимических изучение этих пород, позволяющее выяснить генетическую и фациальную принадлежность, особенности осадконакопления и постдиагенетических преобразований необычной для базальных горизонтов палеозоя толщи, приобретает практическое значение. Определение содержаний породообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов, рассчитанные на их основе индикаторные соотношения и модули позволили охарактеризовать особенности пород и сделать предположение об условиях накопления алевролито-песчаниковой толщи.

По соотношениям K_2O–Na_2O и $\log(Fe_2O_{3общ}/K_2O)$–$\log(SiO_2/Al_2O_3)$ (Herron, 1998) SiO_2–(Al_2O+CaO+Na_2O+K_2O)–(Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO+TiO_2) (Коссовская, Тучкова, 1988) песчаники относятся к аркозам, алевролиты – к ваккам. Отношение (FeO+MgO)/(Al_2O_3+K_2O)–SiO_2 (Kusunoki, Musashino, 2001) для песчаников соответствует кислым вулканитам, а более тонкозернистые породы по этим параметрам близки к средними и основным породам. По значениям ГМ – гидролизатного модуля (Юдович, Кетрис, 2000) песчаники представлены силитами, алевролиты – сиаллитами, алевросланцы – гидролизатами. В отдельную группу выделяются четыре образца псевдосиаллитов и образец псевдогидролизатов с MgO >3 мас. %. Значение НКМ для всех разновидностей слагающих разрез пород превышает 0.3 что, указывает на присутствие в них неизмененного калиевого полевого шпата.

Значения индекса химического выветривания CIA (Nesbitt, Young, 1992) изменяются от 30 в песчаниках до 69 в алевросланцах и соответствуют слабо- и средневыветрелым породам и холодному климату в области размыва. Индекс изменения состава ICV (Cox, Lowe, 1995) от 1.0 до 3.2 отражает содержание в песчаниках обломочного материала различной степени седиментационной зрелости. Индекс выветривания CIW (Harnos, 1998) изменяется от 34 до 62 в песчаниках и достигает 94 в алевросланцах. Значения, отражающего степень переработки материала в области размыва модуля K_2O/Al_2O_3 для большинства образцов превышает 0.3, соответствующее породам, содержащим невыветрелый обломочный материал. Значения K_2O/Na_2O и SiO_2/Al_2O_3 (Maynard et., 1982) соответствуют породам, образованным в условиях пассивной континентальной окраины. Отношения Fe/Mn соответствуют мелководным морским отложениям.

Суммарные содержание РЗЭ в изученных образцах пород манитанырдской серии изменяется от 91 до 214 г/т. Значения Eu/Eu* в интервале 0.59–0.79 близки к значениям средних осадочных пород фанерозоя (Балашов, 1976). Отношение Ce/Ce* 0.94–1.1 характерны для окраинно-континентальных обстановок (Шатров, 2004).

Таким образом, алевролито-песчаниковая толща образована в эпиконтинентальных мелководных условиях. По значению гидролизатного (ГМ) модуля породы манитанырдской серии относятся к аквагенным осадочным породам невысокой степени седиментационной зрелости, содержащим вулканомктовую примесь. Присутствие в составе отложений продуктов разрушения местных вулканогенных образований согласуется с выводами, полученными нами результатами U/Pb датирования детритового циркона о том, что основными источниками обломочных цирконов были породы Большеземельской активной окраины Арктиды и коллизионных комплексов протоуралид-тиманид (Никулова, Соболева, 2019). Наиболее вероятно, что основным источником обломочного материала были магматические породы, связанные с кембрийским предрифтовым поднятием и рифтогенезом, начавшимся на рубеже кембрия и ордовика и продолжавшемся в ордовике, на Полярном Урале представленные образованиями лекважского габбро-долеритового и пайпудынского

риолитового гипабиссальных комплексов, раннепалеозойскими телами гранитоидов полярно-уральского полихронного комплекса.

Работа выполнена в рамках проекта НИР «Осадочные формации: вещество, седиментация, литогенез, геохимия, индикаторы литогенеза, реконструкция осадконакопления». Регистрационный номер в системе ЕГИСУ НИОКТР 122040600013-9.

Литература

Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю. А. Балашов. – М.: Наука.1976. – 268 с.

Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. – 541 с.

Коссовская А. Г. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород / А. Г. Коссовская, М. И. Тучкова // Литология и полезные ископаемые. – 1988. - № 2. – С. 8–24.

Никулова Н. Ю., Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из песчаников манитанырдской серии на кряже Манитанырд (Полярный Урал) / Н. Ю. Никулова, А. А. Соболева // Вестник ИГ. – 2019. - № 6. – С. 3–11.

Никулова Н. Ю. Самородный кремний, силицид железа и муассанит в нижнепалеозойских песчаниках хр. Манитанырд (Полярный Урал) / Н. Ю. Никулова, В. Н. Филиппов, Ю. С. Симакова, И. В. Швецова // Вестник ИГ. – 2011. - №1. – С. 17–19.

Шатров В. А. Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования метаосадочных пород нижнего протерозоя /В. А. Шатров // ДАН. – 2004. - Т. 397. - № 3. – С. 369–399.

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

Cox R. Controls of sediment composition on a regional scale: a conceptual review / R. Cox, D. R Lowe // J. Sed. Res. –1995. - V. 65. – P. 1–12.

Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering / L.Harnois // *Sed. Geol.* –1988. - **55**(3/4). – P. 319–322.

Kusunoki T. Comparison of the Middle Jurassic to Earliest Cretaceous sandstones from the Japanese Islands and South Sikhote-Alin / T. Kusunoki , M. Musashino // Earth Science. – 2001. - № 55 (5). – P. 293–306.

Maynard J. B. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins / J. B. Maynard, R. Valloni , H.-Sh. Yu // Geol. Soc. Spec. Publs. L. – 1982. - № 10. – P. 551–561.

Nesbitt H. W., Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites / H. W. Nesbitt, G. M.Young // Nature. – 1982. - № 299. – P. 715–717.

Geochemical features and conditions of formation of the Lower Paleozoic deposits of the Manitanyrd ridge (Polar Urals)

Nikulova N. Yu.

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS; Russia, 167982, Syktyvkar, Pervomayskaya str., 54; nikulova@geo.komisc.ru

We present the results of the study of the material composition of the sand-siltstone strata at the base of the Paleozoic section on the Manitanyrd (Polar Urals) are presented. Based on the interpretation of the results of chemical analyses of rock-forming, rare-earth, rare and small elements, it is concluded that the accumulation of terrigenous strata took place in an epicontinental environment due to the erosion and redeposition of mainly weakly eroded rocks of the Late Riphean-Vendian basement. The main source of detrital material was igneous rocks of acid composition associated with the Cambrian pre-drift uplift and rifting.

Keywords: sedimentation conditions, Manitanyrd series, Polar Urals

УДК 551.351

Современные потоки органического углерода на дно арктических морей России: сопоставление расчетных и инструментальных данных

Новигатский А.Н., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Булохов А.В., Политова Н.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: novigatsky@ocean.ru

Проведенные исследования показали, что для распределения взвешенного органического углерода в морях Российской Арктики характерны циркумконтинентальная и вертикальная зональности. Они выражаются в уменьшении концентрации и потоков (мгС/м^2/сут) взвешенного органического углерода при переходе от приконтинентальных к пелагическим районам Северного Ледовитого океана, а также от поверхностного фотического слоя к придонному на два порядка, что подтверждается инструментальными данными седиментационных ловушек и коррелирует с зональностью биопродукционных процессов.

Ключевые слова: потоки углерода, Арктика, распределение ОВ

Введение. В настоящей работе мы попытались сравнить расчетные результаты по первичной продукции среднегодовых потоков органического углерода на дно в морях Российской Арктики со среднегодовыми данными придонных седиментационных ловушек, чтобы получить представление о существовании погрешностей и неопределенности в оценках потока взвешенного осадочного вещества.

Материалы и методы. Региональные, сезонные и межгодовые вариации количества и состава основной массы взвешенного органического вещества (ВОВ) в морях и океанах определяются главным образом первичной продукцией фитопланктона. Отношения между потоком взвешенного органического углерода и глубиной обычно описываются единым степенным законом или рациональным уменьшением с глубиной, пересчитанным на первичную продукцию [1]. На основе карт среднегодовой первичной продукции арктических морей были рассчитаны карты среднегодового потока $C_{орг}$ на дно (рис.) [2]. Поток органического углерода на дно рассчитывается с использованием эмпирической зависимости Fc = 33 ПП/Z, где ПП – величина первичной продукции в столбе воды, а Z – глубина [3].

Исследования потоков литогенных и биогенных частиц с помощью долговременных (более года) седиментационных ловушек в северных высоких широтах еще очень редки и ограничены арктическими окраинными морями и субарктическими районами [4–10]. Метод седиментационных ловушек [11–12] позволяет достаточно уверенно определять придонные вертикальные потоки (мгС/м^2/сут) взвешенного органического углерода ($C_{орг}$), несмотря на некоторые неопределенности в виде активной придонной гидродинамики, нефелойдных слоев, суточной миграции зоопланктона и др.

Результаты и обсуждение. Потери органического вещества (ОВ) в толще вод определяется разложением и оседанием детрита планктона, фекальных пеллет и различных новообразованных агрегатов (фрагменты растительного и животного происхождения, населенные микрофлорой). Пеллетный транспорт является основным механизмом поступления взвешенного ОВ на дно. Наиболее важную роль в активном биотранспорте играют фильтраторы зоопланктона, которые связывают тонкую взвесь в комки пеллеты, способствуют сохранению ОВ, его быстрому удалению из верхнего фотического слоя. При отсутствии такого механизма подавляющая часть взвешенного ОВ не могло бы проникнуть в глубины океана и войти в состав донных осадков. Активная вертикальная ежесуточная миграция фильтрующего зоопланктона является дополнительным механизмом транспорта, что способствует поступлению ОВ в глубины морей и океана. По некоторым оценкам скорость погружения пеллет варьирует от <10 до 2500 м в сутки, в среднем составляя 760 м/сут [3], т.е. на шельфе достаточно суток для поступления пеллет на дно. Таким образом, главными факторами, определяющими скорость оседания, являются размер пеллет, их плотность и глубина бассейна.

Взвешенное органическое вещество на 40–90% оседает в эстуарных зонах и на прилегающем шельфе, составляя основную долю потока на дно органического углерода, что подтверждается нашими многолетними исследованиями с помощью седиментацицонных ловушек в Белом и Баренцевом морях [4, 8] (рис.).

Существующая особенность Карского моря в арктической экосистеме обусловлена поступлением наибольшего количества континентального стока, так р. Обь и Енисей переносят более 40% речного стока внутри всего Арктического бассейна. На шельфе Карского моря происходит активная геохимическая и биологическая трансформация вещества, переносимого континентальным стоком, потоки органического углерода на дно постепенно уменьшаются от суши в мористую часть с 29 до 5,5 мгС/м2/сут (рис.) [13–14].

Со временем часть осадков, обогащенных ОВ, под действием течений, гравитации и тектонических движений перезахоранивается в области нижней части континентального склона и его подножия. Это определяет высокое содержание ОВ на шельфе и континентальном склоне арктических морей [5–7] (рис.1). Обычно считают, что дна достигает в среднем от 1 до 3% продукции фитопланктона [3].

В Северном Ледовитом океане особую роль играют Арктические моря России, накапливая органическое вещество преимущественно планктоногенного генезиса (Баренцево и Чукотское моря) и органическое вещество преимущественно терригенного генезиса (Белое, Карское, Лаптевых и Восточно-Сибирское моря) [3]. Устойчивость к разложению терригенного, речного и смешанного

планктонно-терригенного и термоабразионного органического вещества, которое преобладает в морях Российской Арктики, определяет, что на единицу площади Арктических морей в донных осадках захоранивается более чем в два раза больше органического вещества, чем в среднем на шельфе Мирового океана [3].

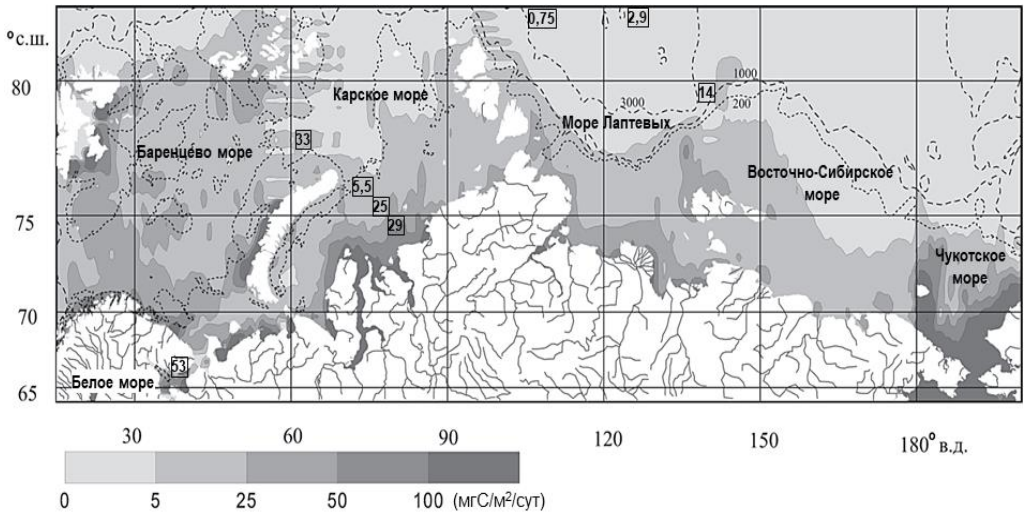


Рис. 1. Карта-схема расчетного по первичной продукции среднегодового потока органического углерода (мгС/м^2/сут) на дно в Арктических морях России [2–3] в сопоставлении со среднегодовыми инструментальными данными седиментационных ловушек установленных в придонном горизонте, цифрами показано: Белое море 53 мг/м^2/сут [8]; Баренцево море 33 мгС/м^2/сут [1]; Карское море 5,5 мгС/м^2/сут [14], 25 и 29 мгС/м^2/сут [13]; Море Лаптевых 0,75 мгС/м^2/сут [7], 2,9 мгС/м^2/сут [5], 14 мгС/м^2/сут [6]

Заключение. Для распределения взвешенного ОВ в морях Российской Арктики характерны циркумконтинентальная и вертикальная зональности. Они выражаются в уменьшении концентрации и потоков (мгС/м^2/сут) взвешенного органического углерода при переходе от приконтинентальных к пелагическим районам Северного Ледовитого океана, а также от поверхностного фотического слоя к придонному на два порядка, что подтверждается инструментальными данными седиментационных ловушек и коррелирует с зональностью биопродукционных процессов.

Редкость и относительно большая неопределенность данных по годовым потокам органического углерода полученные методом седиментационных ловушек затрудняют точную оценку. Необходимы дополнительные наблюдения за потоками взвешенного органического углерода в более широком диапазоне экологических режимов, чтобы тщательно оценить и проверить расчетные результаты моделирования по первичной продукции и лучше понять процессы, контролирующие поток взвешенного органического углерода на глубину в океане.

Финансирование. Обработка материала выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 19-17-00234-П. В рамках Государственного задания ИО РАН по теме № FMWE-2021-0006 осуществлялась интерпретация полученных данных.

Литература

Agafonova E., Novichkova E., Novigatsky A., Kravchishina M., Klyuvitkin A., Bulokhov A. Diatom and Dinocyst Production, Composition and Flux from the Annual Cycle Sediment Trap Study in the Barents Sea // Geosciences. 2023. V. 13(1). doi:10.3390/geosciences13010001

Drits, A. V., Kravchishina, M. D., Sukhanova, I. N., Belyaev, N. A., Karmanov, V. A., Flint, M. V. Seasonal Variability in the Sedimentary Matter Flux on the Shelf of the Northern Kara Seaи // Oceanology. 2021. V. 61(6). P. 984–993. doi:10.1134/S0001437021060217

Fahl K., Nöthig E. M. Lithogenic and biogenic particle fluxes on the Lomonosov Ridge (central Arctic Ocean) and their relevance for sediment accumulation: Vertical vs. lateral transport // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2007. V. 54(8). P. 1256–1272. doi:10.1016/j.dsr.2007.04.014

Forest, A., Babin, M., Stemmann, L., Picheral, M., Sampei, M., Fortier, L., Gratton, Y., Belanger, S., Devred, E., Sahlin, J., Doxaran, D., Joux, F., Ortega-Retuerta, E., Martin, J., Jeffrey, W. H., Gasser B., Carlos Miquel, J. “Ecosystem function and particle flux dynamics across the Mackenzie Shelf (Beaufort Sea, Arctic Ocean): an integrative analysis of spatial variability and biophysical forcings,” Biogeosciences 10(5), 2833–2866 doi:10.5194/bg-10-2833-2013 (2013).

Gaye B., Fahl K., Kodina L. A., Lahajnar N., Nagel B., Unger D., Gebhardt A.C. Particulate matter fluxes in the southern and central Kara Sea compared to sediments: Bulk fluxes, amino acids, stable carbon and nitrogen isotopes, sterols and fatty acids // Continental Shelf Research, 2007. V. 27(20). P. 2570–2594. doi:10.1016/j.csr.2007.07.0030

Honjo, S., & Doherty, K. W. (1988). Large aperture time-series sediment traps; design objectives, construction and application. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, 35(1), 133-149. https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90062-3

Honjo, S., Krishfield, R. A., Eglinton, T. I., Manganini, S. J., Kemp, J. N., Doherty, K., Hwang, J., McKee, T. K., Takizawa, T. “Biological pump processes in the cryopelagic and hemipelagic Arctic Ocean: Canada Basin and Chukchi Rise,” Progress in Oceanography 85(3–4), 137–170 doi:10.1016/j.pocean.2010.02.009 (2010).

Lalande C., Bélanger S., Fortier L. Impact of a decreasing sea ice cover on the vertical export of particulate organic carbon in the northern Laptev Sea, Siberian Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36(21). L21604. doi:10.1029/2009GL040570

Lukashin V.N., Klyuvitkin A.A., Lisitzin A.P., Novigatsky A.N. The MSL-110 small sediment trap // Oceanology. 2011. V. 51. № 4. P. 699–703. doi:10.1134/S0001437011040126.

Lutz M., Dunbar R., Caldeira K. Regional variability in the vertical flux of particulate organic carbon in the ocean interior // Global biogeochemical cycles. 2002. V. 16(3). P. 1037. doi:10.1029/2000GB001383

Nöthig E-M, Lalande C, Fahl K, Metfies K, Salter I, Bauerfeind E. Annual cycle of downward particle fluxes on each side of the Gakkel Ridge in the central Arctic Ocean // Philosophical Transactions of the Royal Society A. 2020. V. 378(2181). P. 20190368. doi:10.1098/rsta.2019.0368

Novigatsky A.N., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Politova N.V. Sedimentogenesis in the White Sea: Vertical Fluxes of Suspended Particulate Matter and Absolute Masses of Bottom Sediments // Oceanology. 2020. V. 60. № 3. P. 372–383. doi:10.1134/S0001437020030078.

Romankevich E.A., Vetrov A.A. Carbon in the World Ocean. M.: GEOS, 2021. 352 p. doi:10.34756/GEOS.2021.16.37857.

Vetrov A.A., Romankevich E.A. Primary production and fluxes of organic carbon to the seabed in the Eurasian arctic seas, 2003–2012 // Doklady Earth Sciences. 2014. V. 454. P. 44–46. doi:10.1134/S1028334X14010073

Modern organic carbon fluxes to the bottom of the Russian Arctic seas: comparison of calculated and instrumental data

Novigatsky A.N., Klyuvytkin A.A., Kravchyshina M.D., Bulokhov A.V., Politova N.V., Filippov A.S., Shevchenko V.P.

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, e-mail: novigatsky@ocean.ru

The studies have shown that the distribution of suspended organic carbon in the seas of the Russian Arctic is characterized by circumcontinental and vertical zonality. They are expressed in a decrease in the concentration and fluxes (mgC/m2/day) of suspended organic carbon in the transition from near-continental to pelagic areas of the Arctic Ocean, as well as from the surface photic layer to the bottom layer by two orders of magnitude, which is confirmed by instrumental data of sedimentation traps and correlates with the zonality of bioproductive processes.

Keywords: carbon fluxes, Arctic, OM distribution

УДК 551.461.8
Глубоководные условия осадконакопления в Лофотенской котловине (Норвежское море) в голоцене

Новичкова Е.А.[1], Клювиткина Т.С.[2], Лозинская Л.А.[1], Чеховская М.П.[1], Кравчишина М.Д.[1], Якимова К.С.[1], Матуль А.Г.[1]

1 – Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Россия, 117997, г. Москва, Нахимовский проспект, 36, enovichkova@ocean.ru

2 – Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Россия, 119991, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы.

По результатам анализа среднего размера частиц минеральной фракции 10–63 мкм ("sortable silt" ($\overline{SS}$)) реконструированы условия осадконакопления в глубоководной части Лофотенской котловины Норвежского моря. Данные по составу микрофоссилий в осадках колонки АМК-6142 позволили предположить смену палеоокеанологических условий в поверхностном и придонном горизонтах водной толщи. Установлено, что в течение последних 7 тыс. лет интенсивность придонной палеоциркуляции оставалась практически неизменной, что способствовало накоплению тонких пелитовых илов зоны абиссали. Тем не менее, климатические условия среднего и позднего голоцена, вероятно, оказывали влияние на параметры водных масс данного района. Особое значение для состава микрофоссилий имело положение Арктического фронта, ответственного за смену индикаторных видов цист динофлагеллят, планктонных и бентосных фораминифер.

Ключевые слова: палеотечения, седиментогенез, микропалеонтология

Исследование осадков глубоководных котловин и впадин Мирового океана позволяет получить информацию о долговременных процессах вертикальной седиментации, практически неосложненных дополнительными факторами. Особенность изучения абиссальных равнин заключается в их труднодоступности и в технической сложности получения ненарушенного керна морских осадков. Кроме того, вследствие низких скоростей осадконакопления, такие керны обычно имеют значительный возраст. Основными процессами, влияющими на осадконакопление в южной части Лофотенской котловины, являются биогенная седиментация (Дриц и др., 2020) и перемещение водных масс под воздействием поверхностных и придонных течений. Тем не менее, возможны поставки терригенного материала с айсберговым разносом и вследствие крупномасштабных оползневых процессов на континентальном склоне (Лисицын, 1978). В данном исследовании применен комплексный подход к изучению осадков. Микропалеонтологические исследования (изучение цист динофлагеллят, планктонных и бентосных фораминифер) проведены для восстановления основных параметров водных масс. Изучение гранулометрического состава минеральной составляющей осадков, а также среднего размера частиц во фракции 10–63 мкм позволило оценить изменение придонной гидродинамики в пределах местоположения колонки.

Мини-керн колонки АМК-6142 (69°02.674' с.ш., 02°06.611' в.д.) получен в Норвежском море в 75-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2019 г.) с помощью мультикорера Mini Muc К/МТ 410. Колонка отобрана в юго-восточной части Лофотенской котловины с глубины моря 3181 м. Длина колонки составляет 29 см. Осадки колонки АМК-6142 представлены по данным литоописания на борту судна (Клювиткин и др., 2020) в основном алеврито-пелитовым илом коричневых оттенков с многочисленными включениями раковин фораминифер. По разрезу колонки методом ускорительной масс-спектрометрии ^{14}C (УМС) нашими коллегами из Пекинского университета (Китай) получены четыре радиоуглеродных датировки раковин планктонных фораминифер *Neogloboquadrina pachyderma* sin (не менее 2500 экземпляров для одной пробы). По данным УМС установлено, что осадки колонки АМК-6142 сформировались за последние примерно 7 тыс. календарных лет (с учетом экстраполяции) и характеризуют условия среднего и позднего голоцена.

Для каждого сантиметрового слоя осадков колонки проведён микропалеонтологический анализ цист динофлагеллят, по результатам которого сделаны палеореконструкции вероятного появления сезонного ледового покрова (Клювиткина и др., 2023). В параллельных пробах определены ассоциации планктонных и бентосных фораминифер. Гранулометрический анализ осадков выполнен на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц SHIMADZU SALD 2300 (ИО РАН). Пробы были обработаны 10% HCl для удаления карбонатов и промыты до нейтрального pH. Далее в каждую пробу было добавлено 20 мл дистиллированной воды и 20 мл диспергатора – гексаметафосфата натрия (0.7% $Na_6P_6O_{18}$). Непосредственно перед измерением проба погружалась в ультразвуковую ванну на 10 минут, затем подвергалась воздействию ультразвука 1 минуту в устройстве ввода прибора. Три повторных измерения проводились при показателе поглощения лазерного излучения равном 0.120–0.140 и далее усреднялись при помощи скрипта (программного кода на языке R) в программе RStudio. Расчет статистических показателей (медиана, сортировка, моды) был выполнен в программном пакете Gradistat 9.1 по методу расчета (Folk, Ward, 1957). Для определения статистик сортируемого алеврита из всего гранулометрического распределения были выделены размерные классы от 10 до 63 мкм и пересчитаны на 100%. Средний размер минеральных зерен данной фракции (так называемый "sortable silt" ($\overline{SS}$)) принято считать показателем скоростей палеотечений (McCave et. al, 1995; McCave, Hall, 2006).

Гранулометрический анализ минеральной фракции осадков колонки (рисунок) показал, что более чем на 70% она состоит из пелита (фракция <10 мкм). Доля алевритовой фракции осадка (10−100 мкм) изменяется незначительно (от 6 до 28%) и характерна для спокойного осадконакопления глубоководных пелитовых илов вдали от основных течений Норвежско-Гренландского бассейна. Тем не менее, расчет $\overline{SS}$ показал его изменения в пределах 11–18 мкм, позволяющие предположить крайне

незначительную смену периодов интенсивности придонной гидродинамики в пределах среднего и в конце позднего голоцена.

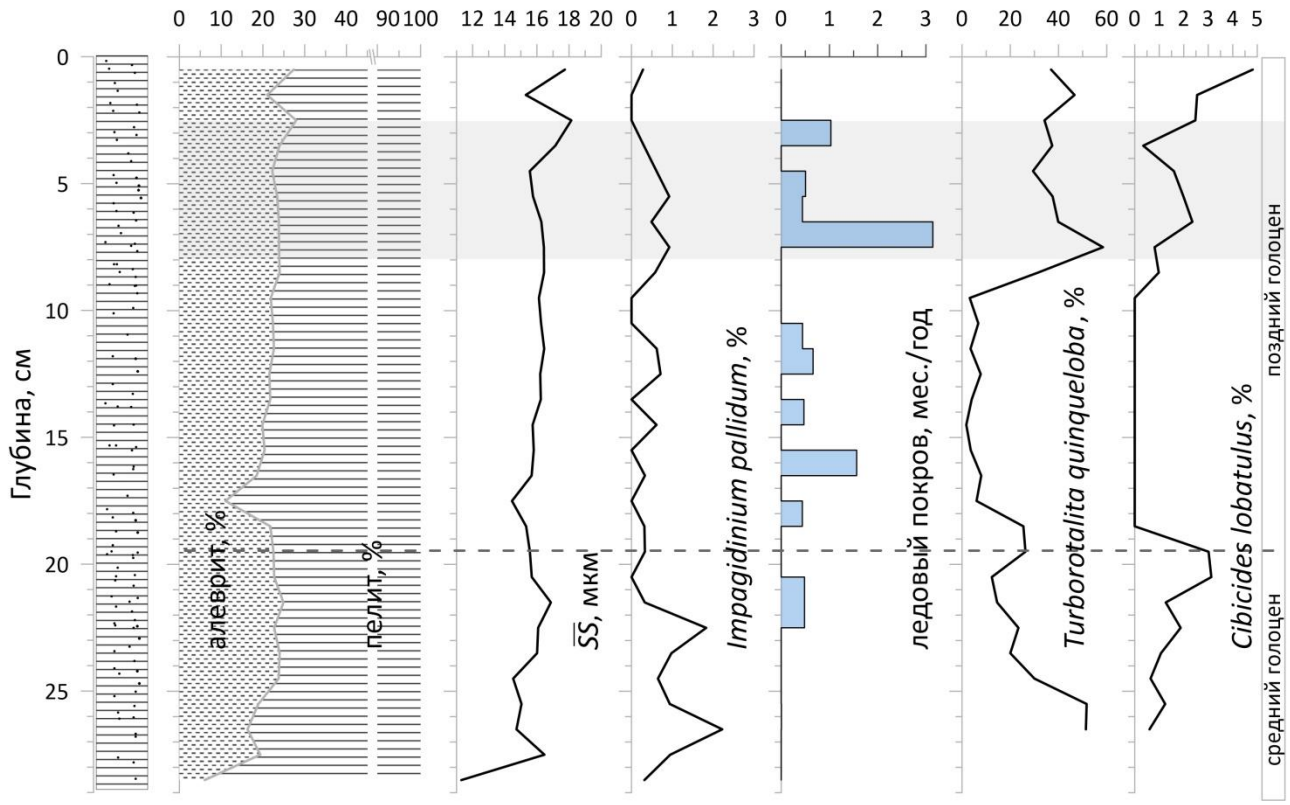


Рис. Литологический состав осадков согласно описанию на борту судна, результаты гранулометрического анализа минеральной фракции, средний размер минеральных частиц во фракции 10–63 мкм ($\overline{SS}$), распределение индикаторных видов микрофоссилий и результаты реконструкций продолжительности ледового покрова по данным анализа диноцист. Серой полосой выделено время Малого ледникового периода (?)

Для палеоокеанологической интерпретации климатических условий района Лофотенской котловины особую роль в составе ассоциаций диноцист играет автотрофный вид *Impagidinium pallidum.* Его максимальное содержание (до 2.2%) зафиксировано на глубинах 3–9, 12–15 и 21–29 см (0.2–1.0, 1.5–2.1 и 4.8–7.0 тыс. л.н. соответственно). Этот вид характерен для холодных, но при этом соленых вод полярной и субполярной зоны (de Vernal et al., 2020). В современных осадках *I. pallidum* широко распространен в высоких широтах, он достигает 40% в ассоциациях диноцист Гренландского моря (Rochon et al., 1999), также обилен в зоне полярного фронта (Zonneveld et al., 2013). Повышение его содержания в осадках может указывать на эпизоды похолоданий и приближения фронтальной зоны. В составе планктонных фораминифер нами особо отмечен вид *Turborotalita quinqueloba*, часто встречающегося в планктонных сообществах Арктики и Субарктики, однако предпочитающего условия продуктивных вод зоны арктических и полярных фронтов (Rasmussen et al., 2007). Повышенные содержания данного вида (до 60%) в осадках колонки отмечено в интервалах 0–7 и 19–27 см. Для реконструкций придонных палеоокеанологических условий в составе ассоциаций бентосных фораминифер выделен вид *Cibicides lobatulus*, содержание которого максимально (до 5%) в интервалах 0–7 и 19–27 см. Этот вид распространен в зоне влияния придонных течений при повышенной продуктивности вод (Rasmussen et al., 2007).

Результаты комплексного гранулометрического и микропалеонтологического анализа осадков колонки позволяют предположить незначительные изменения придонной гидродинамики в среднем голоцене (интервал 19–21 см), реконструируемые по увеличению $\overline{SS}$ с 11 до 17 мкм, синхронного с увеличением содержания вида-индикатора придонных течений *C. lobatulus*. В составе планктонных микрофоссилий повышается доля видов-индикаторов зоны Арктического фронта, который, возможно, мог приблизиться к точке пробоотбора на этапе накопления осадков данного интервала. Для условий позднего голоцена по нашим данным характерно замедление процессов седиментации и придонной гидродинамики вод. Однако, для времени предполагаемого похолодания (Малый ледниковый период?) в интервале 2.5–8 см вновь происходят изменения в составе как бентосных, так и планктонных микрофоссилий, сопровождающиеся небольшими изменениями $\overline{SS}$. Для данного периода по результатам анализа цист динофлагеллят возрастает вероятность присутствия сезонного ледового

покрова до 3 месяцев в году, в то время как в составе фораминифер вновь увеличивается доля видов, характерных для фронтальной ледовой зоны.

Авторы благодарны экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш», всем участникам экспедиции, в особенности А.А. Клювиткину и Г.В. Малафееву за всестороннюю помощь. Особую благодарность мы выражаем Д.Г. Борисову за помощь при работе с R. Исследование выполнено по гранту РНФ №21-17-00235 при дополнительной поддержке по теме госзаданий Минобрнауки №FMWE-2021-0006 (отбор проб осадков в экспедициях ИО РАН) и Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова №121051100135-0 (микроскопные исследования диноцист).

Литература

Дриц, А. В. Потоки осадочного вещества в Лофотенской котловине Норвежского моря: сезонная динамика и роль зоопланктона / А. В. Дриц, А.А. Клювиткин, М.Д. Кравчишина [и др.]. // Океанология. – 2020. – Т. 60 (4). – С. 576–594.

Клювиткин, А. А. Исследование седиментосистем Европейской Арктики в 75-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» / А. А. Клювиткин, М. Д. Кравчишина, И. А. Немировская [и др.] // Океанология. – 2020. – Т. 60(3). – С. 485–487.

Клювиткина, Т. С. Изменения палеоокеанологических условий в Лофотенской котловине (Норвежское море) в голоцене по материалам анализа микроводорослей в осадках колонки АМК-6142 / Т. С. Клювиткина, Е. А. Новичкова, А. Г. Матуль, М. Д. Кравчишина // Экзолит – 2023. Новаторская литология Фролова: общее и частное : Годичное собрание (научные чтения), посвященные 100-летию со дня рождения Владимира Тихоновича Фролова ; Москва, 22–23 мая 2023 г. : Сборник научных материалов / Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М. В. Ломоносова, Геофизический центр РАН ; под ред. Ю. В. Ростовцевой. – Москва: МАКС Пресс, 2023. – С. 79–83.

Лисицын, А. П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия / А. П. Лисицын. – М.: Наука, 1978. – 392 с.

de Vernal, A. Distribution of common modern dinoflagellate cyst taxa in surface sediments of the Northern Hemisphere in relation to environmental parameters: The new n = 1968 database / A. de Vernal, T. Radi, S. Zaragosi [et al.] // Marine Micropaleontology. – 2020. – V. 159. – 101796.

Folk, R. L. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters / R. L. Folk, W. C. Ward // Journal of Sedimentary Petrology. – 1957. – V. 27. – P. 3−26.

McCave, I. N. Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies / I. N. McCave, I. R. Hall // Geochem. Geophys. Geosyst. – 2006. – V. 7(10). – Q10NN05.

McCave, I. N. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for paleocurrent speed and paleoceanography / I. N. McCave, B. Manighetti, S. G. Robinson // Paleoceanography. – 1995. – V. 10. – P. 593–610.

Rasmussen, T. L. Paleoceanographic evolution of the SW Svalbard margin (76°N) since 20,00014C yr BP / T. L. Rasmussen, E. Thomsen, M. A. Ślubowska [et al.] // Quaternary Research. – 2007. – V.67. – P. 100–114.

Zonneveld, K. A. F. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points / K. A. F. Zonneveld, F. Marret, G. J. M. Versteegh [et al.] // Review of Palaeobotany and Palynology. – 2013. – V. 191. – P. 1–197.

Holocene deep-sea sedimentation in the Lofoten Basin (Norwegian Sea)

Novichkova E.A.[1], Klyuvitkina T.S.[2], Lozinskaya L.A.[1], Chekhovskaya M.P. Kravchishina M.D.[1], Iakimova K.S.[1], Matul A.G.[1]

[1] Shirshov Institute of Oceanology RAS, Russia, 117997, Moscow, Nakhimovskiy prospect, 36, enovichkova@ocean.ru

[2]Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow Voronezh State University, Russia

The analysis of the average particle size of the mineral fraction 10-63 μm ($\overline{SS}$) reconstructed the sedimentation conditions in the deep-sea part of the Lofoten Basin in the Norwegian Sea. The microfossil assemblage data from core AMK-6142 indicated a changing palaeoceanological environment in the surface and near-bottom layers of the water column. It was found that during the last 7,000 years the intensity of the near-bottom paleocirculation remained practically unchanged, which contributed to the accumulation of fine politic muds of the abyssal zone. However, the climatic conditions of the Middle and Late Holocene probably influenced the parameters of the water masses. Of particular importance for the microfossil assemblage was the position of the Arctic Front, which

was responsible for the succession of indicator species of dinoflagellate cysts, planktonic and benthic foraminifera.

Keywords: paleocurrents, sedimentation, micropaleontology

УДК 552.513

Терригенные комплексы докембрия севера Енисейского кряжа

Носкова Е.С.[1], Агафонова Г.В.[1,2]

*1 – ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт», **noskova@vnigni.ru***

*2 – ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе», **agafonovagalina@inbox.ru***

Существенно терригенная немчанская свита в Тейском прогибе (север Енисейского кряжа) завершает разрез терригенного докембрийского комплекса, характеризуется значительными мощностями, преобладанием красноцветных пород, присутствием по разрезу прослоев грубообломочного и гравийного материала и подчиненными глинисто-карбонатными прослоями.

Проведен макро- и микроскопический анализ, позволивший уточнить и дополнить строение терригенных отложений немчанской свиты.

Ключевые слова: Енисейский кряж, немчанская свита, терригенные породы.

Цель проведенной работы - детальное изучение терригенных комплексов докембрия севера Енисейского кряжа. Авторами изучены разрезы немчанской свиты по обнажениям вдоль реки Чапа. Собраны опубликованные и фондовые материалы по литологии и геохимии немчанской свиты в обнажениях Тейско-Чапского района Енисейского кряжа.

Отложения немчанской свиты развиты в северной части Енисейского кряжа (Григорьев, Семихатов, 1958; Семихатов, 1959), представлены красноцветными песчаниками, с подчиненными прослоями доломитов, алевролитов и конгломератов. Основные выходы свиты картируются в виде широких полос северо-западного простирания, как правило, ограничены разломами, зонами дислоцированных пород рифея. По литологическому составу свита разделена на три подсвиты. Наиболее полные разрезы описаны по р. Чапа от устья р.Чивиды (рис.1, т.33-41) и по р.Тея, рч.Подъем (Гутина О.В., Бабинцев А.Ф., 2002г).

В нижней части нижненемчанской подсвиты на маломощной пачке аргиллитов вишневых залегают гравелиты полевошпат-кварцевые сиреневые, розовые и зеленые мощностью 10-20 м, вверх по разрезу переходящие в песчаники вишневые с гравелитовыми прослоями (р.Тея, рч.Подъем). Выше мощная характерная толща чередования аргиллитов железисто-карбонатных бурых, песчаников разнозернистых бурых, иногда зеленых и известняков песчано-глинистых вишневых и редкими прослоями гравелитов 1-3 м. В составе обломочной части преобладает кварц (38-53%), количество обломков пород и полевых шпатов - до 20-25% Цемент пленочный и поровый, по составу слюдисто-железисто-глинистый, карбонатный. Мощность до 200 м. В средней части подсвиты монотонная пачка представлена песчаниками разнозернистыми сиреневыми и розовыми с косой и косоволнистой слоистостью, волноприбойными знаками, рассеянными гравийными зернами кварца, обилием зеленых аргиллитовых окатышей и иногда трещинами усыхания. В составе песчаников уменьшается доля полевых шпатов до 10-15%, встречаются листочки слюды и единичные обломки эффузивов. Цемент регенерационный, пленочный и поровый, по составу глинисто-железистый. Мощность до 240 м. В кровле нижненемчанской подсвиты располагается пачка переслаивающихся железисто-карбонатных алевросланцев, алевропесчаников и аргиллитов бурых и коричневых, нередко зеленых, с прослоями песчано-глинистых железистых карбонатов. Кроме карбоната в цементе присутствуют глинистый материал и гидроокислы железа. Песчаников: кварцевые до 95%, полевые шпаты -редко до 6%, слюды практически отсутствуют, обломки пород до 25%. Мощность 200 м. Мощность нижненемчанской подсвиты до 640 м.

По р.Чапа ниже устья р.Чивиды изучена и опробована верхняя часть нижненемчанской подсвиты (рис.2). Разрез представлен ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, имеющими флишоидный облик, с увеличением вверх по разрезу количества и мощностей песчаных пластов. Алевролиты кварцевые с примесью (5%) тонкопесчаных обломков, хорошо сортированные с карбонатным цементом базально-порового типа, с фрагментами ожелезненных глинистых слойков, с деформированной тонко наклонно слоистой текстурой. Песчаники тонкозернистые, тонко-мелкозернистые, мелко-тонкозернистые, алевритистые, хорошо сортированные, олигомиктовые и полимиктовые, с фрагментами ожелезненных глинистых слойков, с карбонатным цементом порового

типа с деформированной текстурой, косослоистые. Особенности строения толщи: красноцветность, преобладание среди обломочных структур алевритовых и тонко- и мелкопесчаных, широкое развитие деформационных оползневых текстур

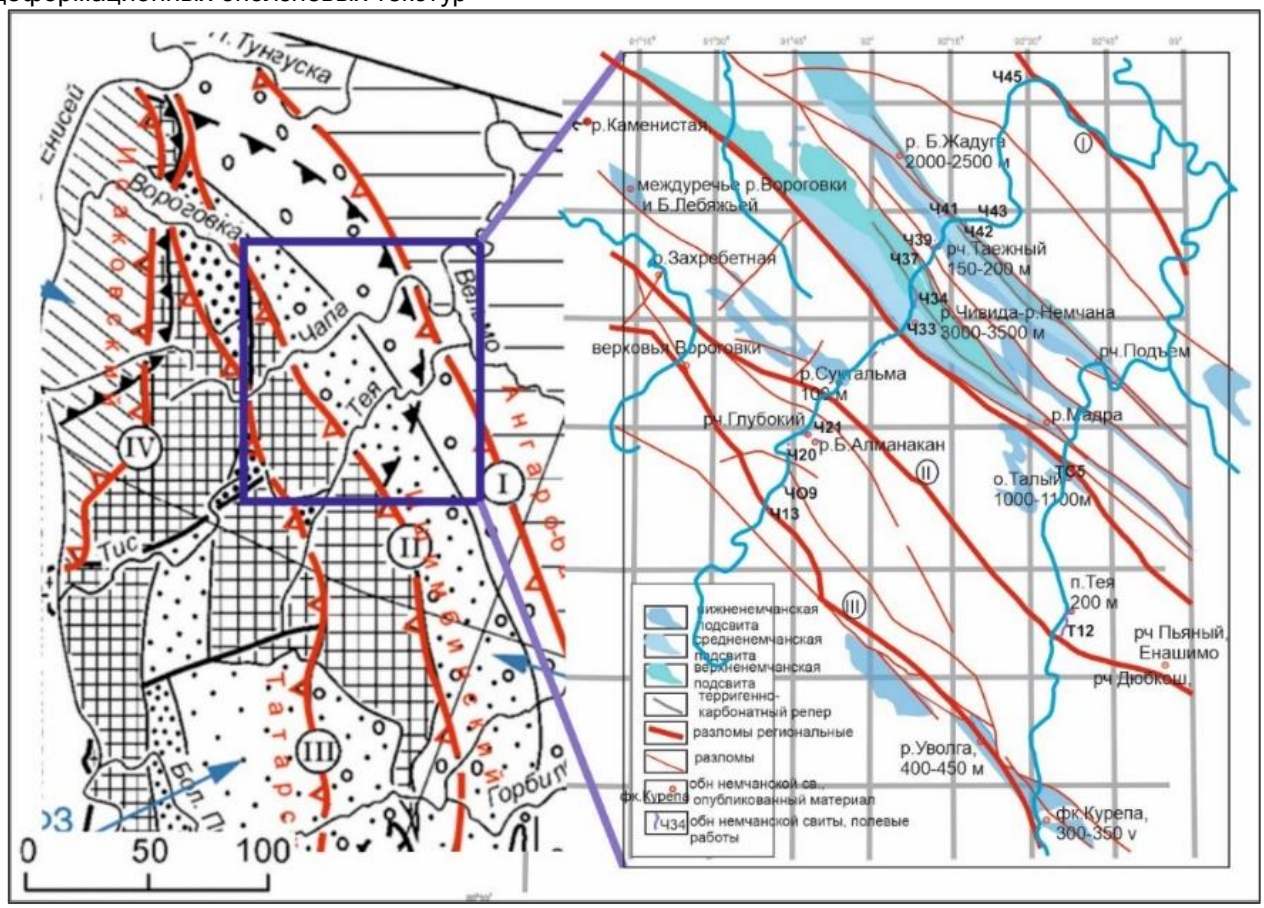


Рис.1. Обзорная карта и схема развития отложений немчанской свиты Тейского района

.

Средняя подсвита немчанской свиты (р.Тея, в районе рч.Подъем) сложена песчаниками розовато-сиреневыми, кирпично-розовыми мелко-среднезернистыми олигомиктовыми, иногда полимиктовыми, с многочисленными аргиллитовыми окатышами, косослоистымит и массивными. Содержание кварца-60-70%, полевых шпатов- 5%, кварцитов и сланцев-10-25%. Цемент карбонатный, глинисто-железистый. Количество обломков пород выше по разрезу увеличивается до 40-45 %. Мощность 200 м.

Выше песчаники вишнево-сиреневые олигомиктовые крупно- и грубозернистые с редкими прослоями плитчатых мелкозернистых разностей. Вверх по разрезу обломочный материал постепенно грубеет и песчаники через гравелитистые разности переходят в гравелиты и мелкогалечные конгломераты мощностью 50. (маркирующий горизонт). Мощность подсвиты 200 м.

Верхненемчанская подсвита начинается монотонной пачкой гравелитов и песчаников, реже с прослоями песчаников гравелитистых с редкой крупной галькой кварца. В основании пачки располагаются маломощные прослои и линзы кирпичных, светло-коричневых конгломератов, тонких слойков и скорлуповатых включений гематита, который находится в материале-заполнителе гравелитов и цементе песчаников. Обломочный материал хорошо окатан и представлен кварцем (до 65%), обломками пород (10-16% - сланцы и микрокварциты), полевыми шпатами (10-27%). Цемент поровый (12-15%), кальцитовый и глинисто-железистый. Завершается нижняя часть вторым конгломератовым горизонтом в несколько метров. Мощность 300 м.

Выше по разрезу залегает характерный терригенно-карбонатный горизонт –доломиты светло-серые, бежевые, серые с тонкослоистым неотчетливым строматолитовым строением, с желваками кремней; песчаники кварцевые, олигомиктовые с доломитовым цементом, маломощные прослои алевролитов, аргиллитов, редкие прослои гравелитов и конгломератов. Мощность горизонта около 40 м. Завершают разрез верхненемчанской свиты песчаники разнозернистые кварцевые и гравелиты красноцветные, различных оттенков вишневого и кирпичного цвета. Количество обломков пород и полевых шпатов не превышает 10 %. Мощность верхней подсвиты 1070 м. На правом берегу р.Чапа, выше устья р.Немчаны, (обн.34, рис.2, Г и Д) изучено более 110 м разреза нижней части верхненемчанской свиты, сложенного желто-бурыми, послойно красно-бурыми песчаниками

грубозернистыми кварцевыми и полимиктовыми, косо, волнисто горизонтально слоистыми, с примесью гравийных обломков, прослоев кварцевых гравелитов (1-2 см), вверху с линзовидными прослоями кварцевых конгломератов (до 0,4 м). Галечный материал конгломератов представлен кварцем и кварцитами, гравийно-песчаный – кварцем, кварцитами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми сланцами; цемент - гематитовый пленочно-поровый.

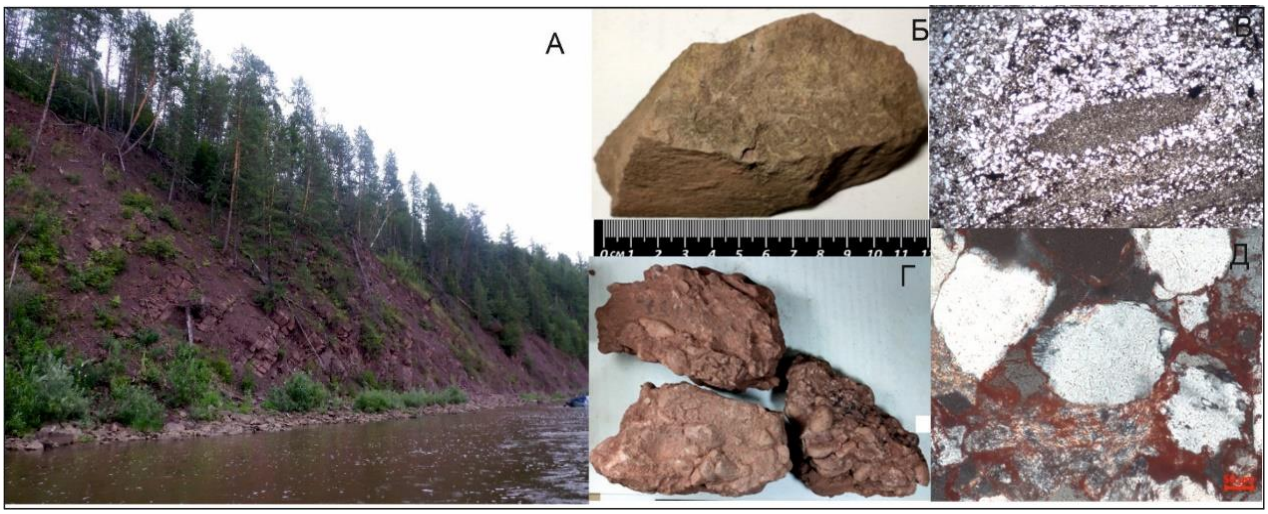


Рис.2. Нижненемчанская свита, обн. 33 (А). Фото Носкова Е.С. Песчаник олигомиктовый алевритовый мелкозернистый тонкоплитчатый с карбонатным цементом и ориентированным расположением глинистых интракластов, фото, шлифх25, н// (Б,В). Конгломерат мелкогалечный с песчано-гравийным заполнителем, фото, шлиф Ч.34.2.248, нх (Г,Д)

Особенности строения: красноцветность, преобладание грубозернистых песчаных структур с примесью гравийного и галечного материала, сочетание косослоистых клиновидных разнонаправленных и горизонтально волнисто линзовидно слоистых текстур, резкое колебание мощностей.

Терригенно-карбонатный горизонт верхненемчанской подсвиты по р. Чапа изучен по левому берегу ниже р.Бурной (обн.37, рис.3) по фрагментарным выходам общей мощностью порядка 150 м. Нижние 93 м представлены неравномерным, иногда неотчетливо ритмичным чередованием красноцветных песчаников (мощностью до 0,2-0,5 м), алевролитов глинистых и аргиллитов алевритовых (мощностью до 0,5 м) с преобладанием последних. Верхние 42 м сложены неравномерным чередованием доломитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями гравелитов и конгломератов. Песчаники красноцветные, сероцветные разнозернистые полимиктовые с карбонатным и глинисто-карбонатным цементом (мощностью до 2,5 м); аргиллиты и алевролиты- зеленовато-серые и темно-серые мощностью до 0,4 м. Доломиты мощностью 10-60 см представлены пелитоморфными и микрокристаллическим структурами с прослоями пластовых строматолитовых. Для пород характерны косые, горизонтально волнисто слоистые текстуры, а также трещины усыхания с раскрытостью до 10 мм, заполненные глинистым или мелкозернистым терригенным материалом.

Особенности строения: сочетание красноцветных и сероцветных окрасок в породах, присутствие микрокристаллических доломитов с прослоями строматолитовых; наряду с внутренними наличие текстур поверхностей наслоения, особенно таких знаковых как трещины усыхания, редкие прослои гравелитов и конгломератов полимиктовых с зеленоватым глинистым веществом в материале-заполнителе.

В обнажении 41 по левому берегу р.Чапа изучены выходы верхненемчанской подсвиты, представленные неравномерным переслаиванием мергелей доломитовых зеленовато-серых, горизонтально волнисто слоистых мощностью до 0,4 м, песчаников, аргиллитов. Песчаники (до 1,5 м) светло-серые, зеленовато-серые мелко-крупно-среднезернистые, кварцевые и полимиктовые, косо (редко), волнисто линзовидно слоистые с обильными серо-зелеными прослойками глинистого вещества (первые мм), с редкими слойками гравелитов зеленовато-серых кварцевых (до 5 см). В песчаниках встречаются брекчированные текстуры, а также трещины усыхания глубиною 3-7 мм, выполненные терригенно-глинистым материалом. Аргиллиты зеленовато-серые волнисто-горизонтально слоистые мощностью от 2 до 10 см. Особенности строения: сероцветная окраска, преобладание глинисто-терригенных пород с прослоями смешанных карбонатно-глинистых, широкое развитие брекчий взламывания, сочетающихся с трещинами усыхания.

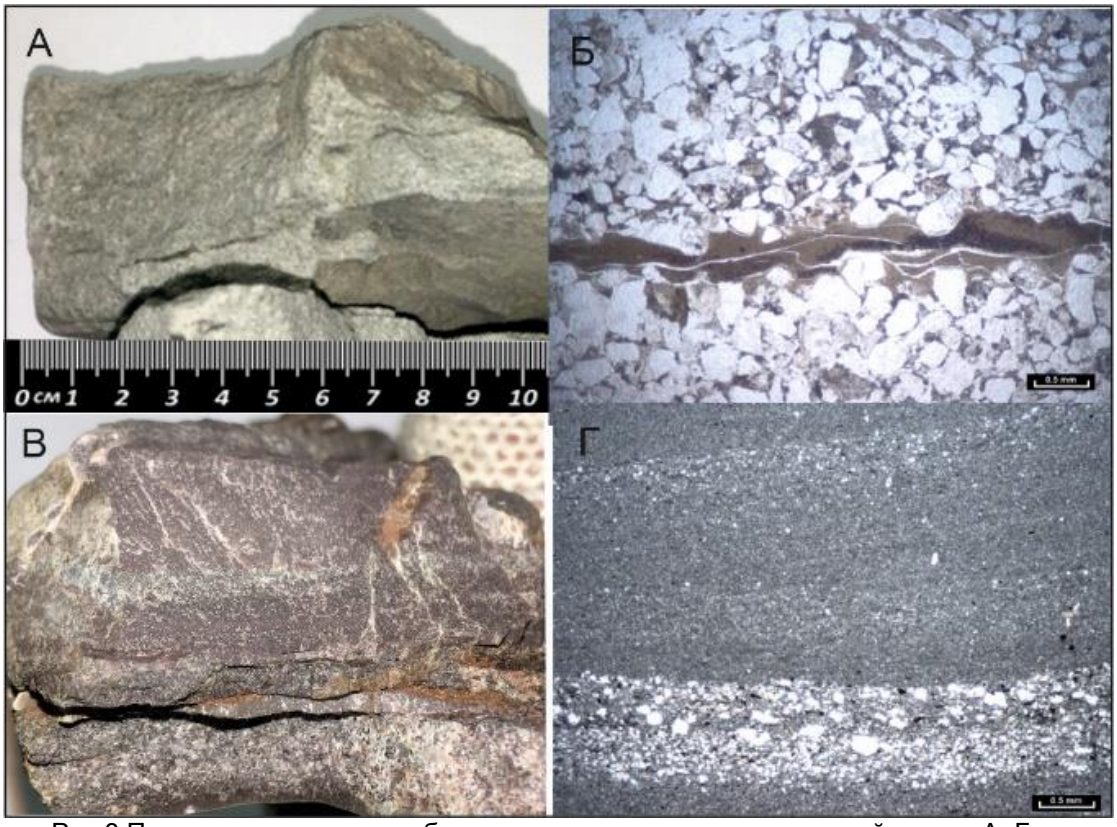


Рис.3.Породы терригенно-карбонатного репера верхненемчанской свиты. А, Б: песчаник зеленовато-серый средне-мелкозернистый полимиктовый глинистый. с карбонатным цементом с прерывистым прослоем глинистого вещества. Шлиф Ч.37.2.271, 25, н //. В, Г: доломит известковистый пелитоморфный с неравномерной тонкой слоистостью. Ч.37.2.272, х25, н //

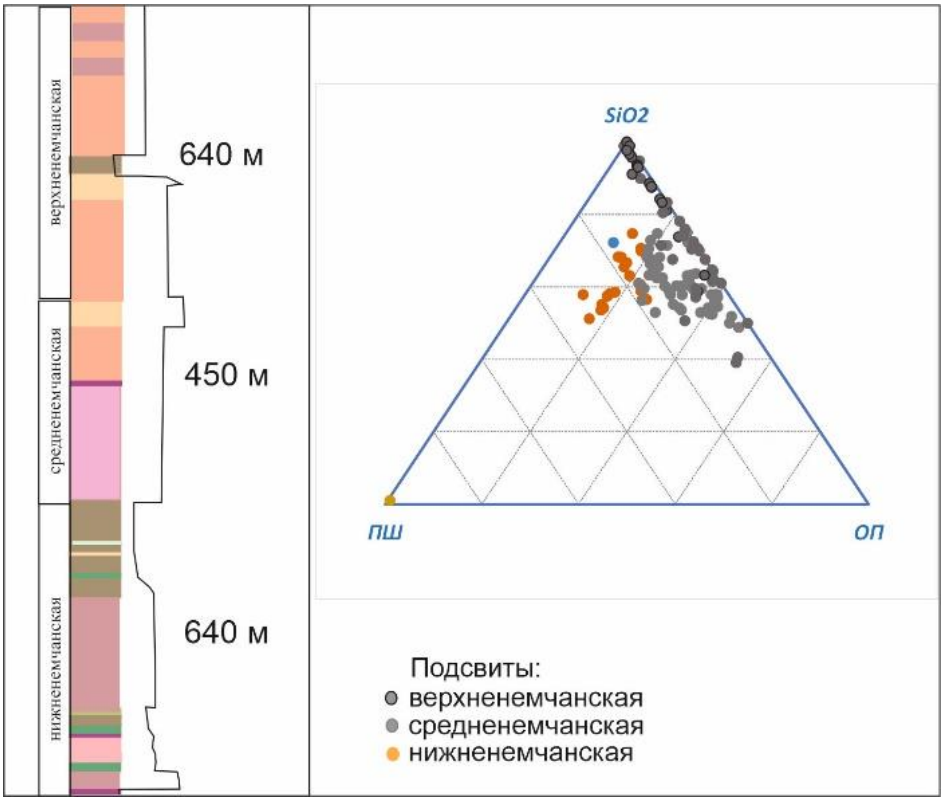


Рис.4. Типовой разрез и минеральный состав песчано-алевритовых пород (по Шутову В.Д., 1967) немчанской свиты Тейского района

Полная мощность немчанской свиты в пределах Тейско-Чапского района составляет около 2000м (рис.4), Семихатовым М.А. оценивалась около 2700 м.

Изученный материал по обнажениям немчанской свиты Тейского района показывает смену континентальной красноцветной глинисто-терригенной седиментации в нижней части разреза на карбонатно-терригенную, периодически подавляемую, формирующуюся в условиях прибрежного морского мелководья при поступлении в бассейн седиментации обильного терригенного вещества.

Состав обломочной части довольно однороден, часто представлен кварцем, с незначительным количеством калиевых полевых шпатов и единичных плагиоклазов (рис.5), обломков пород – как правило, сланцев и кварцитов, редко – эффузивных. В подавляющем большинстве породы относятся к кварцевым граувакам, незначительная часть – к олигомиктовым разностям (по Шутову В.Д., 1967). Нижняя подсвита характеризуется бОльшим содержанием полевых шпатов (до 25%), в верхней- чаще встречаются чистые кварцевые песчаники.

Таким образом, изученные разрезы немчанской свиты показывают основное направление в развитии осадочного бассейна – от континентальных условий к прибрежному мелководью. Наличие крупнообломочного материала свидетельствует о близости источников сноса и активном тектоническом режиме на момент осадконакопления. Однообразный состав и отсутствие в породах неустойчивых минералов свидетельствует о переотложении осадочного материала и не одном цикле седиментации, т.е. основным источником материала были осадочные толщи.

Литература

Бабинцев А.Ф., Гутина О.В., Качевский Л.К. и др. Составление единой корреляционной схемы верхнепротерозойских отложений внутренних районов юго-западной части Сибирской платформы и ее обрамления. Красноярск: Красноярский НИИ геологии и минерального сырья. 2003. 378 с (ТФГИ Красноярск № 28222)

Бутаков Е.П., Карпинский Р.Б., Усталов В.В. Венд Тейско-Чапского района (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1975, № 8, с.67-77.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Енисейская. Лист P-46-XXVII.

Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., Изд-во АН СССР, 1962. 241 с.

Terrigenous complexes of the Precambrian of the north of the Yenisei Ridge

Noskova E.S.[1], Agafonova G.V.[1,2]

1 - FGBU "All-Russian Research Geological Petroleum Institute", noskova@vnigni.ru

2 - FGBOU "Russian State Geological Exploration University named after Sergo Ordzhonikidze", agafonovagalina@inbox.ru.

The substantially terrigenous Nemchanskaya Formation in the Teisky Trough (north of the Yenisei Ridge) completes the section of the terrigenous Precambrian complex, characterized by significant thickness, predominance of red-colored rocks, presence of interbedded coarse clastic and gravelly material along the section and subordinate clay-carbonate interbeds.

Macro- and microscopic analysis was carried out, which allowed to clarify and complete the structure of terrigenous sediments of the Nemchanskaya Formation.

Keywords: Yenisei Ridge, Nemcha Formation, terrigenous rocks.

УДК 550.46 : 553.492

Строение и состав латеритной коры выветривания алюмосиликатных пород Белгородского района КМА

Овчинникова М.Ю.

Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, ovchinnikova@geol.vsu.ru

Латеритная кора выветривания образовалась в позднетурнейско-ранневизейское время на территории Белгородского района КМА на породах железисто-кремнистой формации раннего протерозоя. Кора выветривания алюмосиликатных пород имеет мощность от нескольких метров до 150 м и обладает выраженной зональностью. Выделяется 4 зоны, отличающиеся по литологическим признакам, мощности и минеральному составу. К ее верхней зоне конечного гидролиза приурочены месторождения бокситов. На завершающих этапах развития коры

выветривания Белгородского района подверглись вторийчным изменениям с образованием силикатных и карбонатных разновидностей руд.

Ключевые слова: КМА, кора выветривания, бокситы.

В результате предыдущих исследований многих авторов в геологических разрезах фундамента Воронежской антеклизы (ВА) были выявлены коры выветривания (КВ), приуроченные к разным этапам палеозоя (Савко, 1979; Савко, Додатко, 1991; Савко и др., 2007). В раннепалеозойское время образовались маломощные мартит-магнетитовые богатые железные руды (БЖР) Михайловского района, а в девонское – БЖР Оскольского.

Латеритная КВ образовалась в позднетурнейско-ранневизейское время на территории Белгородского района КМА. Формирование ее произошло в результате латеризации КВ девонского времени. Эта КВ описана многими исследователями на юго-западе ВА (Никитина, 1968; Никулин, 2015; Сиротин, Белявцева, 2016). Позднетурнейско-ранневизейская кора, развитая по железистым кварцитам в Белгородском рудном районе, содержит БЖР, а в «сланцевом» варианте концентрирует свободный глинозём.

Все известные бокситы КМА связаны с позднетурнейской-ранневизейской латеритной КВ филлитовых сланцев верхней и нижней свит курской серии протерозоя Белгородского района. КВ алюмосиликатных пород имеет мощность от нескольких метров до 150 м и обладает выраженной зональностью (табл. 1). Сущность зональности состоит в устойчивом и закономерном повторяющемся расположении пород в пространстве, последовательности их развития, что отражается в геологическом разрезе более или менее отчетливыми границами.

Табл. 1. Схема зональности латеритной КВ алюмосиликатных пород Белгородского района КМА (с использованием данных (Сиротин, Белявцева, 2016))

Зона	Литологические признаки, мощность	Минералы
Эпигенетических процессов	Серые, зеленовато- серые массивные карбонатизированные породы. Мощность до 1 м.	Минералы IV зоны, зоны диагенеза *+ карбонаты*
Диагенетических процессов	Осветленные и зеленовато-серые пелитоморфные и массивные бокситы. Мощность 0,1–1,5 м	Минералы IV зоны *+бертьерин, каолинит, сидерит, сульфиды, мушкетовит*
IV – конечного (бокситовая) гидролиза	Бокситы пелитоморфные, белые с желтоватым оттенком, красновато-бурые, с реликтовой слоистостью, псевдобобовые, пятнистые, макро- и микропористые. Мощность 3–10 м.	бертьерин, каолинит, гидроксиды железа *+бемит, гиббсит*
III – конечного разложения - гидролиза и окисления	Породы светлые, бледно-зеленые, иногда бурые на поверхности, с реликтовой слоистой текстурой, мягкие, жирные на ощупь. Мощность 5–40 м.	Бертьерин, каолинит, *+маршаллитизированный кварц, гидроксиды железа*
II – промежуточного разложения (обширной гидратации и окисления)	Сохраняется реликтовая текстура сланцев, породы, дезинтегрированные до щебнево-дресвяной отдельности. По цвету породы белые, светло-серые с пятнистым окрашиванием. Мощность 10–45 м.	Минералы материнских пород, *+ иллит, в небольшом количестве каолинит, бертьерин*
I – начального разложения – дезинтеграции	Сохраняются структурно-текстурные признаки материнских пород, породы частично дезинтегрированы. Мощность зоны от 10 до 50 м.	Минералы материнских пород

Мощности зон и подзон КВ крайне изменчивы из-за неоднородного состава материнских пород субстрата, морфологии рельефа, размывов и наложенных процессов. Наиболее полные профили пространственно тяготеют к залежам БЖР. Мощные КВ связаны с зонами повышенной трещиноватости на контактах железистых кварцитов и сланцев.

Зоны I-II слагают КВ межрудных сланцев Михайловского района. Породы II зоны частично дезинтегрированы, несут текстурные признаки сланцев, содержат иллит, реликты материнских минералов. Зоны I-III слагают КВ межрудных сланцев Оскольского района. Исследование минерального состава пород II и III зоны на Стойленском месторождении показало, что в составе II зоны на межрудных сланцах главными минералами являются иллит, присутствуют каолинит и бертьерин. Зона III практически полностью сложена каолинитом и бертьерином. Аллитная зона IV встречается только в Белгородском районе КМА и представлена бокситами.

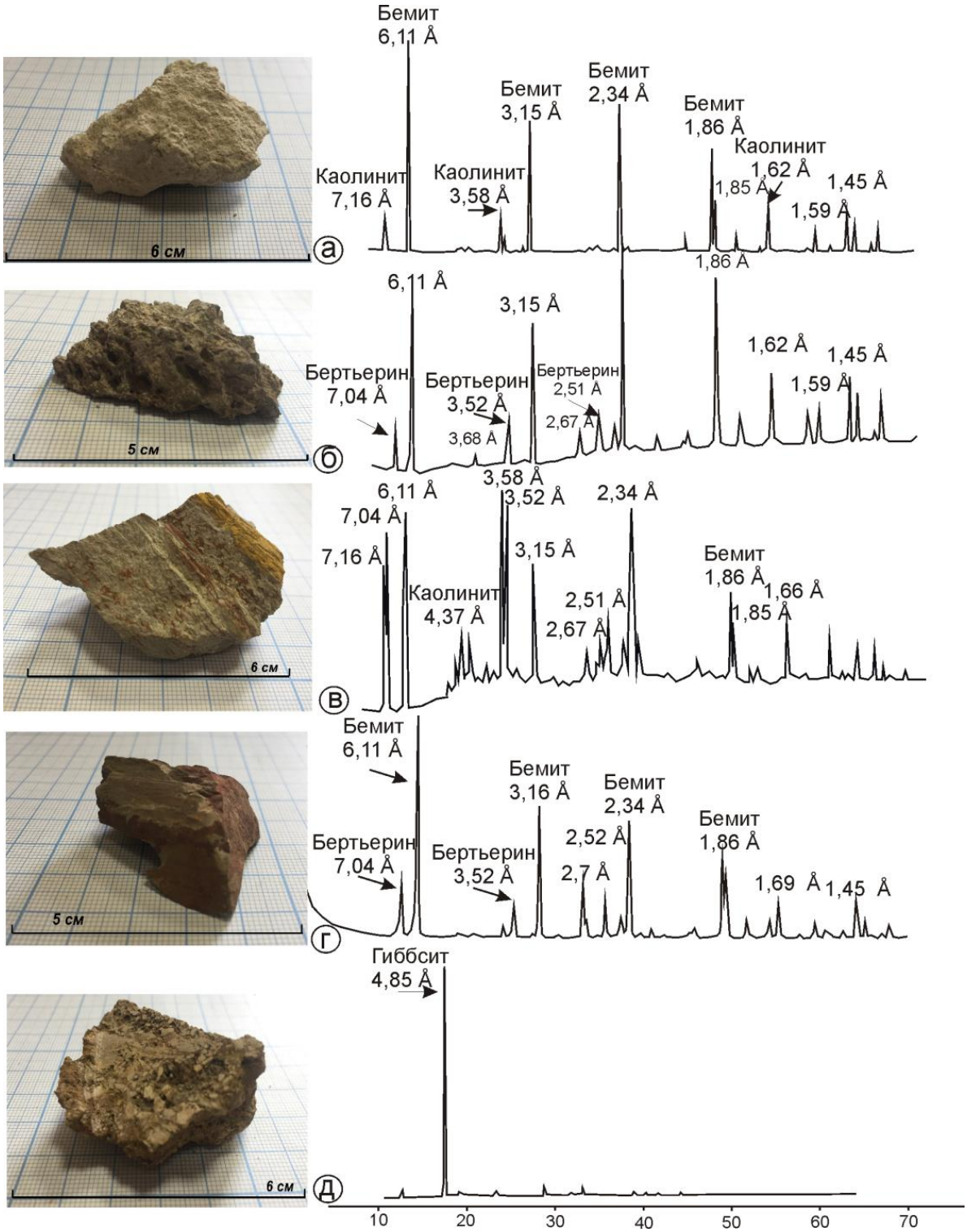


Рис. 1. Минеральные типы бокситов КМА и их дифрактограммы: а – существенно бемитовый с каолинитом (Мелихово-Щебекинское месторождение); б – кавернозный бертьерин-бемитовый (Висловское); в – каолинит-бертьерин-бемитовый (Яковлевское); г – бурый каменистый гидрогематит-бертьерин-бемитовый (Мелихово-Щебекинское), д – гиббситовый (Ольховатское).

Бокситовая подзона конечного гидролиза характеризуется наибольшей обогащенностью глиноземом и большей частью представлена кондиционными бокситами. Кремневый модуль Al2O3/SiO2 в породах этой подзоны нередко достигает 5–6 (Сиротин, Белявцева, 2016). Сиаллитно-аллитовые подзоны, хотя и обогащены глиноземом, но кремневый модуль в них не превышает 2. Переход между аллитами и сиалитами постепенный, через слой глинистого состава, выделяемых иногда под названием «литомарж». Лишь в редких случаях граница между зонами достаточно четкая и может быть намечена по внешнему облику пород. Бокситы в профиле выветривания развиты не повсеместно. Нередко они отсутствуют, что связано не только с их размывом, но и с тем, что процессы

десиликации здесь не достигли тех значений, которые необходимы для того, чтобы выветрелые сланцы стали бокситами.

На завершающих этапах развития все КВ КМА попадали в иную термодинамическую обстановку и вследствие этого подвергались воздействию диагенетических и эпигенетический метасоматических преобразований в верхних частях профиля, что определило образование силикатных и карбонатных разновидностей руд. Термины диагенез и эпигенез для бокситов введены в работах Г. И. Бушинского (Бушинский, 1971).

В работах предыдущих исследователей по текстурным признакам и минеральному составу выделялось до 12 типов бокситов (Хожаинов, 1972; Сиротин, Белявцева, 2016). Для большинства из них нет подтверждений данными РСМА и дифрактометрии. Использование этих методов по соотношению основных минералов (бемит, гиббсит, бертьерин, каолинит, гематит) установлено 5 минеральных типов бокситов (рис. 1). Минеральный состав бокситов непосредственно зависит от состава исходных пород, а также диагенетических и эпигенетических процессов. Литологические типы бокситов выделяются по внешним, макроскопическим и структурно-текстурным признакам, определяемым физическими свойствами слагающих минералов и способом заполнения пространства.

Распределение породообразующих минералов в основных типах бокситов отличается. В существенно бемитовых разностях бемита 70–80%, бертьерина и каолинита по 10–15%. В бертьерин-бемитовых породах первого минерала 30–40, второго 60–70%, в каолинит-гидрогематит-бертьерин-бемитовых – 5, 5–10, 10–15, 70–80% соответственно. В псевдобобовых существенно гиббситовых разностях бертьерина 10–15%, гетита 5–10%. Второстепенных минералов в разных сочетаниях не более первых процентов.

Таким образом, латеритный профиль выветривания с бокситами формировался только на межрудных сланцах железисто-кремнисто-сланцевой формации в позднетурнейско-ранневизейское время в Белгородском районе КМА. Латеритный профиль представлен 4 зонами, к верхней из которых приурочены месторождения бокситов Мощности зон и подзон крайне изменчивы из-за неоднородного состава материнских пород, рельефа, размывов и наложенных процессов.

Литература

Бушинский, Г.И. Геология бокситов / Г. И. Бушинский. – Недра, 1971. – 368 с.

Никулин, И. И. Железорудные коры выветривания Белгородского района Курской Магнитной аномалии / И. И. Никулин, А. Д. Савко // Труды 130 научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. – Вып. 85. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2015. – 102 с

Савко, А. Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно– Европейской платформы / А. Д. Савко, А. Д. Додатко. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1991. – 231 с

Савко, А. Д. Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые / А. Д. Савко, Ю. Ю. Бугельский, В. М. Новиков [и др.]. – Воронеж: Истоки, 2007. – 355 с.Никитина, 1968; Никулин, 2015; Сиротин, Белявцева, 2016

Савко, А. Д. Эпохи корообразования в докембрии Воронежской антеклизы / А. Д. Савко, И. Н. Щеголев // Литология и полезные ископаемые. – 1979. – С. 64–78.

Сиротин, В. И. Бокситы КМА / В. И. Сиротин, Е. Е. Белявцева // Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. – Вып. 93. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2016. – 104 с.

Хожаинов, Н. П. Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского р-на КМА / Н. П. Хожаинов, В. И. Сиротин, С. Т. Акаемов и др. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1972. – 163 с

Structure and composition of the laterite weathering crust of aluminosilicate rocks of the Belgorod region of the KMA

Ovchinnikova M.Yu.

Voronezh State University, Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, ovchinnikova@geol.vsu.ru

The laterite weathering crust was formed in the Late Jurassic-Early Visean time on the territory of the Belgorod region of the KMA on rocks of the ferruginous-siliceous formation of the early Proterozoic. The weathering crust of aluminosilicate rocks has a thickness from several meters to 150 m and has a pronounced zonality. There are 4 zones that differ in lithological characteristics, power and mineral composition. Bauxite deposits are confined to its upper zone of final hydrolysis. At the final stages of the development of the crust, the weathering of the Belgorod region underwent secondary changes with the formation of silicate and carbonate varieties of ores.

Keywords: KMA, weathering crust, bauxite

УДК 552.513

Литолого-фациальный анализ и характеристика пород-коллекторов среднеюрско-нижнемеловых отложений параметрической скважины Новоякимовская 1 (запад Енисей-Хатангского регионального прогиба, Сибирь)

Оленова К. Ю. [1, 2], Грачева А. В. [1]

1 – Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт», Филиал «Апрелевское отделение ВНИГНИ». Россия, 143363, Московская область, г. Апрелевка, 1-я улица Кетрица, дом 1, k.olenova@vnigni.ru, a.grachova@vnigni.ru

2 – Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина», Россия, 119991, г. Москва, проспект Ленинский, дом 65, корпус 1

В работе комплексными литолого-петрофизическими исследованиями изучены отложения средней, верхней юры и нижнего мела в разрезе параметрической скважины Новоякимовская 1, пробуренной в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП). Выделены типы пород, охарактеризован их минеральный состав и структурно-текстурные особенности, проведен литолого-фациальный анализ, дана характеристика фильтрационно-емкостных свойств пород. Породы малышевской свиты средней юры формировались в шельфовой зоне мелководного морского бассейна с нормальной соленостью с различной гидродинамической обстановкой: относительно спокойной – в удалении от берегов, более высокоэнергетической и неустойчивой в прибрежных зонах, в слабощелочных условиях, гумидном климате. На границе с верхнеюрскими отложениями прослеживается смена фациальной обстановки, выражающаяся в трансгрессии уровня моря. Верхнеюрские отложения формировались в чуть более глубоководной части мелкого моря. При этом морские условия седиментации постепенно сменяются прибрежно-морскими в верхней части яновстанской свиты. Предполагаются низкие (<4ºС) температуры окружающей среды, гумидный климат, нормально-щелочная среда. Общая направленность седиментации нижнемеловых отложений характерна для регрессии, уменьшения глубины морского бассейна, постепенного перехода от морских в прибрежные и континентальные обстановки осадконакопления низменной аккумулятивной равнины, среда нормально-щелочная, гумидный и аридный климат. Коллектора порового типа, представлены песчаниками, редко алевролитами песчаными, с глинистым, глинисто-карбонатным цементом малышевской, верхней и средней частей суходудинской и яковлевской свит.

Ключевые слова: фации, порода-коллектор, Новоякимовская параметрическая скважина 1.

Новоякимовская параметрическая скважина 1 пробурена в северо-западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба (Таймырский Долгано-Ненецкий муниципальный район Красноярского края, координаты 71°45'12.5" с.ш., 90°54'04.3" в.д.). Енисей-Хатангский бассейн отличается мощным (до 7-11 и более километров) чехлом юрско-меловых отложений (Афанасенков и др., 2016). Работа проведена с целью изучения глубинного геологического строения и получения комплекса литолого-петрофизических параметров юрско-меловых отложений западной части ЕХРП для оценки перспектив Агапской потенциально нефтегазоносной зоны.

Статья посвящена характеристике отложений средней, верхней юры и нижнего мела в объеме малышевской, точинской, сиговской, яновстанской, суходудинской и яковлевской свит. По данным изучения макро- и микрофоссилий установленный возраст пород от байоса-бата до апта.

Выводы основаны на детальном описании 902,4 м керна, исследовании пород в прокрашенных петрографических шлифах, изучении в растровом электронном микроскопе (РЭМ) с применением энергодисперсионного детектора, аналитических исследованиях минералогического, элементного состава пород методами рентгенофазового (РФА) и рентгеноспектрального флюоресцентного анализа. Для анализа пустотного пространства использовались методы оптической микроскопии с применением программного обеспечения Керн С7 Панорама, РЭМ, данные по пористости и проницаемости, определенные петрофизическими методами. Исследования выполнены в лабораториях Апрелевского отделения ВНИГНИ.

Литолого-фациальная характеристика разреза. Вскрытая керном мощность **малышевской свиты** средней юры составляет порядка 65 м (интервал глубин 4955 – 5020 м), при этом около половины приходится на долю песчаников. Песчаники слагают как относительно небольшие слои толщиной от 0,5 до 1 м, так и более мощные пласты – от 3 до 16,7 м. Текстуры от неяснослоистых до

косослоистых, однонаправленных и перекрестно-слоистых, реже флазерных. Повсеместно отмечается биотурбация. Песчаники по структуре от тонко- (ТЗ) до мелкозернистых (МЗ), с алевритовой примесью, по составу аркозы и граувакковые аркозы, с глинистым, глинисто-карбонатным и карбонатным цементом, с включениями углистого растительного детрита. Около половины свиты приходится на алевролиты и пачки от тонкого до мощного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Текстуры толщ переслаивания волнисто-слоистые, линзовидно-волнисто-слоистые, биотурбационные. Алевролиты в разной степени глинистые, с песчаной примесью, в нижней части разреза неравномерно известковые, известковистые. Отмечается единичная пачка смешанных по составу глинисто-алевро-карбонатных (ГАК) пород мощностью 1 м. По данным РФА глинистая составляющая состоит из каолинита (51%), гидрослюды (25%), хлорита (19%) и галлуазита (8%). Во вскрытом керном разрезе свиты выделяется VII циклитов толщиной от 3 до 23 м регрессивной направленности. Укрупнение зернистости происходит постепенно, что указывает на постепенное приближение к источнику сноса осадков или к «высокоэнергетической среде». Такие циклы обычно образуются в надстраивающейся системе осадконакопления, когда участки моря постепенно заполняются дельтовыми песчаными наносами. Подобное осадконакопление происходит при продвижении высокоэнергетического побережья на площади, характеризующейся интенсивным избыточным привносом осадочного материала (Лидер, 1986). В целом, малышевская свита имеет глинисто-алевритово-песчаный состав и ритмичное строение, характерное для периферических зон ЕХРП, в отличие от преимущественно глинисто-алевритового состава и монотонного строения центральной зоны (Глаголев и др., 1994). Породы формировались в шельфовой зоне мелководного морского бассейна с различной гидродинамической обстановкой: относительно спокойной – в удалении от берегов, более высокоэнергетической и неустойчивой в прибрежных зонах (Конторович и др., 2013). На основании литохимической классификации, предложенной Я.Э. Юдовичем (2000), установлено, что литотипы представлены сиалитами (ГМ=0,31-0,75; MgO>3%), подтверждаются прибрежно-морские условия формирования осадков. Величины НКМ = 0,23-0,39 отражают слабощелочной характер седиментации. Показателем климата в области сноса является отношение Al_2O_3/TiO_2, среднее значение которого – 0,36 предполагает осадконакопление в гумидном климате.

Отложения верхней юры согласно залегают на породах средней юры. Прослеживается явная смена фациальной обстановки, выражающаяся в трансгрессии уровня моря. Разрез верхней юры представлен серыми и темно-серыми, до черных, алеврито-глинистыми отложениями точинской, сиговской и яновстанской свит, имеет трехчленное строение. Нижняя часть представлена глинисто-алевритовыми породами **точинской** (гл. 4800 – 4955 м) и **сиговской** (гл. 4440,0 – 4498,2 м) свит, средняя (гл. 4053 – 4100 м) – преимущественно глинистыми отложениями с прослоями ГАК пород, известняков и сидеритов, верхняя (гл. 3810,0 – 4039,1 м) – глинисто-алевритовыми породами **яновстанской свиты**. Породы повсеместно, неравномерно биотурбированы, присутствуют карбонатные конкреции, глендониты, раковины фораминифер, включения пирита, сидерита. По данным РФА глинистая составляющая состоит из каолинита, гидрослюды, хлорита и галлуазита, при этом вверх по разрезу количество гидрослюды увеличивается, количество хлорита сокращается, галлуазит исчезает. Средние минеральные составы аргиллитов и алевролитов не контрастны. В карбонатных породах верхней части свиты доминирует доломит и кальцит, в нижней – сидерит. Содержание пирита постепенно увеличивается к кровле яновстанской свиты (в среднем с 1% до максимального содержания в 8,7%). Песчаники отдельных пачек не слагают, встречаются в редких тонких прослоях, линзах в верхней части интервала. Песчаная примесь присутствует в аргиллитах и алевролитах в верхней части толщи (частота встречаемости в более 50% выделенных пачек), в нижней – практически отсутствует. Большая часть проб литотипов – гидролизаты (ГМ=0.54-0.72; MgO>3%), средние значения титанового модуля (ТМ) составляют 0,06, что характерно для морских условий формирования осадков. В верхней части яновстанской свиты литологические модули постепенно изменяются, породы представлены гидролизатами (ГМ=0.56-0.78; MgO>3%) и псевдогидролизатами (ГМ=0.56-0.95; MgO<3%), значения ТМ – 0,05, предполагается постепенное обмеление уровня моря, морские и прибрежные условия формирования осадков. В верхнеюрских породах величина среднего значения НКМ отражает нормально-щелочной характер отложений (НКМ=0.18-0.30). Среднее значение Al_2O_3/TiO_2 составляет 0,36 – 0,39, распределение неравномерно, указывает на гумидные условия осадконакопления. Появившиеся в точинской свите глендониты являются одним из индикаторов, позволяющих установить палеоклиматические особенности седиментации, образуются в осадке от приповерхностной части до глубин в несколько метров от поверхности при низких, как правило, не выше 4ºС температурах окружающей среды (Vickers et al., 2020; Rogov et al., 2021).

Нижняя граница верхней юры фиксируется достаточно четко: однозначно определяется по керну, каротажу, а также фиксируется на временных сейсмических разрезах (Глаголев и др., 1994). Верхняя граница верхнеюрских отложений проводится в пределах ЕХРП по-разному: в южной части прогиба – по кровле яновстанской свиты, в центральной зоне – по кровле, а в северной внутри гольчихинской свиты. Границы точинской, сиговской, яновстанской свит имеют скользящий возраст.

Отложения нижнего мела представлены нижнехетской, суходудинской, малохетской и яковлевской свитами. Во вскрытом керне разрезе Новоякимовской скважины 1 по данным палеонтологических исследований выделены суходудинская и яковлевская свиты. **Суходудинская свита** вскрыта тремя интервалами отбора керна (Оленова и др., 2023). Нижняя (гл. 3060 – 3160 м) сложена аргиллитами алевритистыми, алевритовыми и алевролитами глинистыми биотурбированными, с редкими, тонкими линзами, прослойками песчаных пород, с маломощными пачками известняков алевритистых и ГАК пород, с единичными глендонитами. Породы представлены сиалитами (ГМ=0.46-0.55; MgO>3%) и гидролизатами (ГМ=0.56-0.66; MgO>3%), средние значения ТМ – 0,05, что соответствует прибрежным и морским фациальным обстановкам. Среднее значение Al_2O_3/TiO_2 = 0,36, распределение неравномерно, указывает на преимущественно гумидный климат в области сноса. В средней (гл. 2610 – 2710 м) и верхней (гл. 2450 – 2550 м) частях свиты доминируют песчаники от Т3 до мелко-среднезернистых (М-С3), к верхней части прослеживается укрупнение размеров зерен, по составу аркозы, граувакковые аркозы, полевошпат-кварцевые граувакки и кварцево-полевошпатовые граувакки, с каолинитовым, реже хлоритовым, участками кальцитовым цементом. Мощности песчаных тел от 4 до 18 м. Повсеместно развиты пачки тонкого, неравномерного переслаивания алевролитов, песчаников и аргиллитов, с единичными прослоями глинистых, алевро-песчанистых известняков, в верхней части – с редкими прослоями углей, единичным прослоем палеопочвы. Породы представлены силитами (ГМ=0.22-0.30; MgO>3%) и сиалитами (ГМ=0.31-0.55; MgO>3%), что указывает на прибрежные и морские условия формирования осадков. Среднее значение Al_2O_3/TiO_2 = 0,25-0,26, распределение неравномерно, осадконакопление имеет тенденцию к смене аридных условий гумидными. В разрезе **яковлевской свиты** (гл. 1950,0 – 1998,1 м) доля песчаников увеличивается к верхней части. Песчаники с глинистыми прослоями и интракластами, по структуре М3, алевритистые, алевритовые, реже средне-мелкозернистые (С-М3), среднезернистые (С3), по составу более зрелые, чем песчаники суходудинской свиты, полевошпат-кварцевые и аркозовые, реже полевошпат-кварцевые граувакки, цемент глинистый, редко кальцитовый. Пачки алевролитов в разной степени глинистых, песчанистых, редко известковых доминируют в нижней части свиты, в верхней встречаются спорадически. Пачки тонкого переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов преобладают в нижней и средней частях разреза, аргиллиты с алевритовой примесью, редко углистые – в средней части разреза. Встречаются единичные прослои углей, сидерита известковистого и ГАК породы. Прослеживаются прибрежные обстановки осадконакопления, характерные для дельт предположительно с преобладанием речного выноса. Периодические перемены фациальных обстановок связаны с изменением глубины бассейна. Тонкая слоистость различного ранга и типа формировалась в условиях активной гидродинамики, что подтверждается текстурами взмучивания, оползания, косой слоистости и локальных перерывов. В верхней части – постепенный переход в континентальные речные условия формирования осадков, что подтверждается расчетами литохимических модулей, породы представлены силитами (ГМ=0.21-0.29; MgO>3%) и сиалитами (ГМ=0.33-0.51; MgO>3%), среднее значение A1203/TiO2 = 0.29, распределение неравномерно, осадконакопление происходило в гумидном и аридном климате посменно.

Коллекторские свойства. Наиболее высокопористыми породами малышевской свиты являются песчаники Т-М3 с контактово-пленочно-поровым глинистым цементом, песчаники Т-М3, М-Т3, участками алевритистые с коррозионно-пленочно-контактово-поровым глинисто-карбонатным цементом, песчаники М-Т3 алевритовые с пленочно-поровым глинистым цементом и алевролиты песчаные с пленочно-поровым глинистым цементом. Для пород свиты характерен довольно широкий диапазон изменения пористости в пределах одного литотипа (пористость – от 0,8 до 13,2%), при этом значения проницаемости остаются у всех разностей низкими – менее 5,4 мД. Породы точинской, сиговской, яновстанской и нижней части суходудинской свиты обладают низкими величинами фильтрационно-емкостных параметров: значения пористости от <1 до 15%, средние значения проницаемости <1,5 мД. В разрезе верхней и средней частях суходудинской свиты наиболее высокопористые – песчаники различные по зернистости с пленочно-контактово-поровым глинистым цементом (пористость до 28,8%). В ряде литотипов фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) варьируют в широких пределах (Оленова и др., 2023): в песчаниках с карбонатным и глинистым цементом, алевролитах песчаных с поровым глинистым цементом, в переслаивании песчаников, алевролитов и аргиллитов (пористость – 0-17%, проницаемость – от менее 0,1 до 100 мД). Наилучшими ФЕС яковлевской свиты обладают песчаники С-М3 и Т-М3 с пленочно-контактово-поровым глинистым цементом (пористость – от 8,3 до 29,8%, проницаемость – до 3563,7 мД, при средней – 6 мД).

Пустотное пространство представлено преимущественно межзерновыми порами, сложной угловатой, щелевидной, псевдоизометричной, субовальной формы, распределены равномерно, сообщающиеся, реже изолированные, размером от первых микрон до первых сотен микрон, часто частично либо полностью выполнены каолинитом, в меньшей степени альбитом и тонковолокнистыми алюмосиликатами Fe, Mg, K, Ca. Характерные пачки кристаллов каолинита не плотно прилегают друг к другу, образуют вторичные поры размером первые микроны – участки развития микропористости. При этом размер остаточных свободных межзерновых пор сокращается (до первых десятков микрон).

Меньший вклад в объем пустотного пространства вносят внутризерновые поры, образованные при выщелачивании обломков полевых шпатов, размером до 50 мкм.

Литература

Афанасенков, А. П. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена / А. П. Афанасенков, А. М. Никишин, А. В. Унгер, С. И. Бордунов, О. В. Луговая, А. А. Чикишев, Е. В. Яковишина // ГЕОТЕКТОНИКА. – 2016. - № 2. – С. 23-42.

Глаголев, П.Л. Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба / П. Л. Глаголев, В. Ф. Мазанов, М. П. Михайлова. – М. : ИГиРГИ, 1994. – 118 с.

Конторович, А. Э. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде/ А. Э. Конторович, В. А. Конторович, С. В. Рыжкова, Б. Н. Шурыгин, Л. Г. Вакуленко, Е. А. Гайдебурова, В. П. Данилова, В. А. Казаненков, Н. С. Ким, Е. А. Костырева, В. И. Москвин, П. А. Ян // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 8. – С. 972-1012.

Лидер, М. Седиментология. Процессы и продукты: Пер. с англ. / М. Лидер. – М. : Мир. 1986. – 439 с., ил.

Маслов, А. В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учебное пособие. / А. В. Маслов – Екатеринбург: Изд-во УГГУ. – 2005. – С. 289.

Оленова, К. Ю. Литолого-фациальный анализ и характеристика пород коллекторов нижнемеловых отложений параметрической скважины Новоякимовская 1 (Западный Таймыр) / К. Ю. Оленова, А. В. Грачева, В. А. Агаханова // Разведка и охрана недр. – № 6/2023. – С. 29-37.

Рогов, М.А. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела по моллюскам в параметрической скважине Новоякимовская-1 (Енисей-Хатангский прогиб) / М. А. Рогов, В. А. Захаров, П. Н. Мельников, А. В. Соловьев // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Одиннадцатого Всероссийского совещания. – Томск: Издательство Томского государственного университета, 2022. – С. 223-226.

Юдович, Я. Э. Основы литогеохимии. / Я. Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Спб. : Наука. – 2000. – С. 479.

Rogov, M. Database of global glendonite and ikaite records throughout the Phanerozoic / M. Rogov, V. Ershova, O. Vereshchagin et al. // Earth Syst. Sci. Data. – 2021. – V. 13. – P. 343–356.

Vickers, M. L. Cold spells in the Nordic Seas during the early Eocene Greenhouse / M. L. Vickers, S. K. Lengger, S. M. Bernasconi et al. // Nat. Commun. – 2020. - V. 11. – P. 1-12. https://www.nature.com/articles/s41467-020-18558-7.

Facies analysis and reservoir-rock characterization of the Middle Jurassic-Lower Cretaceous deposits: Novoyakimovskaya parametric well 1 (West Yenisei-Khatang regional trough, Siberia)

Olenova K.Y. [1, 2], Gracheva A.V. [1]

[1] Federal State Budgeted Institution «Russian Research Geological Oil Institute», Aprelevka Branch of VNIGNI, k.olenova@vnigni.ru, a.grachova@vnigni.ru

[2] National University of Oil and Gas «Gubkin University»

The Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits were penetrated by the Novoyakimovskaya parametric well 1 in the western Yenisei-Khatanga regional trough. The deposits have been characterized lithologically and petrophysically, with the identification of lithofacies, porosity, and permeability. The Malyshevskaya Formation (Middle Jurassic) is interpreted to be deposited in the shallow-marine shelf environment characterized by normal marine salinities, low-energy conditions in the outer shelf, and more energetic conditions in the shoreface. Weakly alkaline conditions and hot, humid climates predominated. The transgressive Upper Jurassic deposits were formed in a slightly deeper part of the shallow sea. The shallow-marine conditions were gradually replaced by marginal-marine sedimentation of the upper member of the Yanovstanskaya Formation, which was deposited under low ambient temperatures (< 4ºC), humid climate, and normal water alkalinity. The regressive Lower Cretaceous sediments were deposited during a gradual transition from marine to coastal and continental sedimentary environments with the predominance of normally alkaline conditions and humid to arid climates. Sandstone and more rarely sandy siltstone reservoirs are defined by primary porosity with clay and clay-carbonate cement in the Malyshevskaya and the middle-upper Sukhodudinskaya and Yakovlevskaya formations.

Keywords: facies analysis, reservoir, Novoyakimovskaya parametric well 1

УДК 551.311.34:553.068.5

Ветрогранники алмазоносных районов Урала

Пактовский Ю.Г.

Пермский государственный национальный исследовательский университет. Россия, 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15, urijpaktovskij65@gmail.com

В статье изложена краткая история открытия ветрогранников на Урале. Дается морфологическая и литологическая характеристики ветрогранников из основания силура, собранных на Северном Урале. В результате исследования делаются следующие выводы: появление ветрогранников в геологическом разрезе говорит о существовании в регионе континентальной приподнятой суши с аридным или нивальным климатом, с постоянно дующими ветрами одного-двух направлений, с редкой растительностью или полным ее отсутствием. В алмазоносных районах ветрогранники сопровождают алмаз как индикаторные образования россыпей эолового типа. Недавняя единичная находка пирамидального ветрогранника (плиоцен?) на Среднем Урале показывает достаточно широкое их распространение как в геологическом времени, так и в пространстве.

Ключевые слова: Урал, ветрогранники, алмаз

Начнем со словаря. Впервые ветрогранники (windcanters, ventifacts – Геологический…, 2010) были найдены на Урале в 2019 г., причем произошло это в достаточно хорошо изученном Вишерском алмазоносном районе на месторождении «Южная Рассольная». В доступной литературе по геологии Урала, опубликованной и фондовой, каких-либо упоминаний о ветрогранниках мне не встречалось, поэтому личный опыт может оказаться интересным и полезным для других геологов. Например, на некоторых добычных полигонах ЗАО «Уралалмаз» в керне поисковых и разведочных скважинвстречались характерные остроугольные, треугольные в сечении, обломки щебнистой размерности в составе рыхлых или литифицированных пород. Я сам и другие геологи, современники и давние предшественники, не мудрствуя лукаво, описывали эти образования как щебень с указанием размера обломков и приблизительного процентного содержания в слое. Никому и в головуне приходило, что эти обломки могут оказаться чем-то иным, чем «просто» щебнем. Кроме того, объем проб все-таки не настолько велик, чтобы определиться со своеобразной морфологией этого щебня, как правило, представляющего собой делювиальные, коллювиальные или ледниковые отложения, распределенные по площади склона и накапливающиеся в отрицательных формах рельефа депрессионного типа, образуя на разных уровнях в разрезе щебнисто-глыбовые горизонты, «отмостки» разновозрастных слоев рыхлого материала.

Предварительно отмечу специфику геологических наблюдений в алмазоносных районах Западного склона Урала. Она связана с тем, что глаз геолога сфокусирован прежде всего не на щебне, а на гальке. Так уж повелось. Непосредственную связь галечного (аллювиального) материала в Вишерском алмазоносном районе эмпирически установили коллективы предшественников (Ишков и др., 1967; Ветчанинов и др., 1968; Мусихин, 1973 и многие др.). Причем, этот эмпирических факт неизменно находил свое подтверждение на практике и действовал на уровне научного закона. Линзы или прослои с галечным материалом в разрезе стратифицированных толщ или в рыхлых отложениях депрессий сразу привлекали всеобщее внимание – и геологов, и производственников. Можно определенно сказать, что в контурах выделенных геологами разведочных блоков промышленная отработка россыпей алмазоносных месторождений двигалась по «струям» и «гнездам» аллювиальных галечников и конгломератов, что приводило, если выразиться деликатно, к извилистой и прихотливой форме отработанных участков, имеющей мало общего с классической геометрией. Такова природа меандрирующих русел рек. В таком же традиционном, «вишерском» стиле отрабатывалось месторождение «Южная Рассольная». После завершения добычных работ в 2013 г. на протяжении нескольких лет мне предоставилась возможность ревизионных геологических работ на этом объекте. Тем более, что силурийский промежуточный коллектор алмазов, здесь открытый и промышленно алмазоносный, в научном отношении так и оставался слабо изученным.

На «Южной Рассольной» я сделал любопытное наблюдение: галечных (аллювиальных) слоев, прослоев или линз силурийский коллектор практически не содержит. В поисках крупнообломочного материала, сопоставимого по гидравлической крупности с алмазом, я исследовал основание силурийского коллектора и тут вместо галечного материала встретил только угловатые, отчетливо остроугольные щебнистые обломки. Это меня удивило. И удивляло до тех пор, пока, как говорят, что-то не «щёлкнуло» в сознании, и я не увидел правильную геометрическую форму этих щебнистых обломков. Любая геометрически правильная форма природных образований не может быть случайной. Это маленькое открытие произошло в центральной части отработанного уже месторождения перед

видом нескольких крупных (1,5х1,0 м) плитчатых глыб силурийских песчаников, вывернутых из коренного залегания и перевернутых подошвой вверх. На отпрепарированной дождями рыжевато-желтой поверхности напластования этих глыб (то есть в подошве силура) явственно выделялись светло-серые образования с пирамидальной отдельностью. Три года подряд я проходил мимо этих глыб и отмечал про себя этот щебень, но подойти ближе и взглянуть пристальней всё было недосуг. Но вот после того, как, так сказать, «щёлкнуло», я подошел и попытался собрать обломки, чтоб рассмотреть их. Не тут-то было. Обломки оказались прочно «впаяны» в основание слоя. Уже одно это показалось мне необычным.

В течение последующих нескольких лет после детального изучения разреза выяснилось, что ветрогранники сконцентрированы в обломочной коре выветривания ордовикских пород. Подстилающими породами являются кварцитовидные гравелиты ордовика с зеркалами скольжения на поверхности напластования (следствие проявления надвиговой тектоники в уральскую фазу герцинского цикла на территории), перекрывающими – слой кварцевых песчаников силура мощностью 0,4 см в точке наблюдения. Мощность коры выветривания составляла всего около 0,1 м, но весь этот слой был усеян ветрогранниками (рис. 1а), вверх по разрезу количество их достаточно резко убывало.

Без нарушения целостности ветрогранников удалось собрать 40 штук, еще столько же – в обломках разной степени сохранности. По результатам морфологического анализа ветрогранников, основанного на классификации Н.Н. Карлова (1951), оказалось, что преобладающей формой являются пирамидальные ветрогранники (57,5%), хотя встречаются также одногранники (17,5%), двугранники (15,0%) и ветрогранники округленные (10,0%). Среди пирамидальных форм превалируют трехгранные (т.н. драйкантеры, 52%), но есть и четырехгранные, и многогранные. Хорошо известно, что пирамидальные трехгранники образуются при одном преобладающем направлении ветра, четырехгранники – двух (Мушкетов, 1926), о чем писали еще академики П.А. Тутковский (1900) и В.А. Обручев (1961). Любопытно, что физическая модель образования ветрогранников создана значительно позднее (Laity, 2009), хотя «пескоструйный эффект» обработки поверхности ветрогранников у геологов никогда не вызывал особого сомнения. Американские исследователи рисуют модель струйно-вихревой обработки поверхности, что приводит в определенных случаях к появлению зеркального блеска граней вентифактов. Вспомнили о ветрогранниках они не случайно, а в связи с изучением Марса, в частности с помощью марсоходов «Perseverance» и «Curiosity». На снимках, предоставленных NASA, марсианские ветрогранники узнаются без труда по их характерной форме. По-видимому, это и были те самые «острые камни», которые доставили немало хлопот ходовой части роверов.

Морфологический анализ является самым информативным для характеристики ветрогранников, который может быть значительно дополнен изучением вещественного состава пород, из которых ветрогранники образовались. Исследование микроскопическим методом показало, что эти породы представлены кварцевым песчаником с цементацией вдавливания. Количественным минералогическим анализом в тяжелой фракции протолочных проб ветрогранников установлен комплекс исключительно устойчивых минералов, характерный для раннепалеозойских толщ региона: циркон, турмалин, рутил, анатаз, а также лейкоксен.По данным рентгенофлюоресцентного анализа вещества ветрогранников среди макрокомпонентов преобладающими являются кремнезем (95%) и глинозем (3,75%). По величине гидролизатного модуля (0,044) кварцевые песчаникипринадлежат к классу гиперсилитов, по классификации Я.Э. Юдовича (2000).

Выполненные исследования позволили сделать некоторые выводы, касающиеся палеогеографической обстановки, исходя из того, что ветрогранники являются индикаторными образованиями каменистых пустынь как в различных уголках Земли в разное геологическое время, так, по-видимому, и на планетах земной группы, например, на Марсе.

На изучаемой территории современного Вишерского алмазоносного района на рубеже ордовика и силураобразование ветрогранников происходилопри континентальном режиме в условиях каменистых пустынь при отсутствии растительности, с одним-двумя преобладающими направлениями ветра, возможно, сезонными. Климат данного времени можно охарактеризовать как близкий к нивальному типу с преобладанием физического выветривания над химическим. Постоянная речная сеть отсутствовала, что не исключает существование временных потоков и селей. Кроме того, ветрогранники являются четкими индикатором стратиграфического перерыва в геологическом разрезе. Перерыв представлен ордовикской обломочной корой выветривания. Эрозионный срез ордовикских и других более древних отложений в изучаемом районе мог составлять сотни метров, что следует из резких и значительных перепадов их мощностей в ближайшем окружении на небольшом расстоянии (Пактовский, 2020).

Отдельным представляется вопрос об алмазоносности раннепалеозойских кор выветривания. По факту нахождения, пусть единичных и мелких, кристаллов алмаза в отложениях нижнего палеозоя (Ишков, 1966), можно предположить, что формирование алмазоносного района началось в послевендскую эпоху при континентальном режиме развития территории после коллизии Русской и Печорской плит. Ветровая эрозия является мощным фактором природного обогащения пород при

условии их алмазоносности. Отложения ордовика и силура являются промежуточными коллекторами алмазов, промышленная алмазоносность силурийского коллектора доказана в недавние годы (Пактовский, 2021). Ветрогранники являются индикаторными литологическими образованиями, сопровождающими россыпи алмазов в алмазоносных районах, как они сопровождают эоловые россыпи Намибии (Шмаков, 2008). Последнее обстоятельство позволяет поставить вопрос о наличие россыпей эолового типа на территории других алмазоносных районов Урала. Используя эти факты, можно попробовать решить и обратную задачу: по находкам ветрогранников прогнозировать алмазоносные россыпи, естественно, для начала в знакомом алмазоносном районе.

В настоящее время достоверно известно о ветрогранниках в основании силурийских отложений в Вишерском алмазоносном районе на Северном Урале. Но это вовсе не значит, что ветрогранники отсутствуют в других алмазоносных районах Урала. Не так давно главным геологом ООО «Алмайнинг» В.А. Чуйко мне был передан для исследования ветрогранник, найденный в Сюзёвской россыпи алмазов, расположенной на Среднем Урале. Находка была сделана случайно одним из рабочих на обогатительной фабрике, когда промывались крупнообъемные пробы, взятые на одном из глубоких горизонтов алмазоносной депрессии. Обломок привлек внимание рабочего своей необычностью – цветом и формой; внимание главного геолога – тем, что я как-то рассказывал ему о ветрогранниках. Ему, в прошлом главному геологу ЗАО «Уралалмаз», было известно месторождение «Южная Рассольная», поэтому обнаружение ветрогранника на недавно открытой им Сюзёвской россыпи он не счел случайностью. Конечно, геологическая позиция обоих месторождений кардинально различна, однако есть в их строении и нечто общее – это те условия, в которых образовались ветрогранники.

Большинство ветрогранников в разных частях Мира по времени образования относятся к четвертичному периоду, голоцену и плейстоцену, известны также мезо-кайнозойские; а палеозойские, и тем более раннепалеозойские находки редки. «Свежие» ветрогранники, кроме характерной остроугольной формы имеют блестящую черную пленку на поверхности граней, называемую также «пустынный лак» или «лак пустыни». Этим они обязаны гидроксидам железа и марганца, поступающим с ночной и утренней росой вследствие перепада температур в аридных областях (Айнемер, 1960). Ветрогранник Сюзёвской россыпи, действительно, покрыт лаком пустыни (рис. 1в). А вот древние ветрогранники из основания силура лаковой пленки лишены, как думается, по причине ее растворения при литостатическом и боковом давлении, хотя матовые примазки гидроксидов железа желто- и ржаво-коричневые, темно-коричневые, иногда с радужной побежалостью все же кое-где сохраняются и не исчезают полностью. Древние ветрогранники, побывавшие под давлением горных пород, зачастую имеют форму несколько приплюснутой пирамиды. Эта приплюснутость может считаться косвенным признаком древности ветрогранников, как и утонение до исчезновения лаковых пленок. Думается, ветрогранник Сюзёвской россыпи – это достаточно молодое образование, обязанное своим появлением одному из эпизодов четвертичного периода, когда на данной территории постоянно дули сильные ветры (предположим, с мощного щита ледника на пустынную сушу).



Рис 1. Ветрогранники Урала

а – ветрогранники, отпрепарированные в подошве силурийских песчаников; самый крупный из них – пирамидальный трехгранник клиновидный; алмазоносная россыпь Южная Рассольная; Северный Урал; б – пирамидальный трехгранник изометрический, слегка приплюснутый; также Южная Рассольная; в – пирамидальный трехгранник клиновидный; Сюзёвская алмазоносная россыпь,

О ветре, преимущественно однонаправленном, говорит остроугольная форма обломка с длинным ребром пирамиды, вытянутым навстречу воздушному потоку (трехгранник клиновидый, по классификации Н.Н. Карлова). Плоское, не обработанное основание обломка также характерно для

ветрогранников, поскольку даже ураганный ветер не может перевернуть кусок щебня (Наливкин, 1969). Верхняя часть несколько скошена, что придает сюзёвскому ветрограннику вид неправильности, но измерение его по основанию (9х8х6 см) дает обычную клиновидную форму; значит, верхняя часть – это следствие или изначального дефекта обломка или, возможно, смены розы ветров в регионе, когда образуются неправильные формы ветрогранников, а также четырехгранники и многогранники.

В заключение хотелось бы еще раз остановиться на поисковом значении ветрогранников в алмазоносных районах. Ветер создает не только сами ветрогранники, но и своеобразные отрицательные формы рельефа в субстрате пород – эрозионно-дефляционные «ванны» (Кухаренко, 1961). Эти котловины выдувания служат естественными ловушками для концентрации полезного ископаемого с максимальным обогащением, поскольку ветер выдувает из них почти все частицы пелитовой и песчаной размерности (Акулов, 2007).

Надеюсь, теперь все заинтересованные в алмазной теме геологи обратят внимание на ветрогранники. Возможно, вы уже неоднократно встречали их? Приметьте их и не проходите мимо!

Литература

Айнемер, А.И. О ветрогранниках в эоловых осадках заунгузской свиты / А.И. Айнемер // Тр. ВСЕГЕИ. — Т. 42. — Л.: Гос. науч.-тех. изд-во, 1960. — С. 245–248.

Акулов, Н.И. Поведение минералов тяжелой фракции в условиях эолового переноса / Н.И. Акулов, Б.П. Агафонов // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 3. – С. 344–349.

Геологический словарь. – 3-е изд., перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. – Т. 1. А–Й. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. – 432 с.

Ишков, А.Д. Источники алмазов Уральских россыпей на примере Красновишерского района / А.Д. Ишков // Совещание по геологии алмазных месторождений. – Пермь: Изд-во «Звезда», 1966. – С. 32–35.

Карлов, Н.Н. О номенклатуре и классификации ветрогранников / Н.Н. Карлов // Проблемы физической географии. – Т. XVI. – Л.: Изд-во АН СССР, 1951. – С. 174–178.

Кухаренко, А.А. Минералогия россыпей / А.А. Кухаренко. – М.: Гос. науч.-тех. изд-во, 1961. – 320 с.

Мушкетов, Д.И. Физическая геология / Д.И. Мушкетов. – 3-е изд. – В 2 т. – Т. 2. – Л.–М.: Госиздат, 1926. – 636 с.

Наливкин, Д.В. Ураганы, бури и смерчи / Д.В. Наливкин.– Л.: Наука, 1969. – 487 с.

Пактовский, Ю.Г. Силурийский эмерсивный рубеж на территории Южного Притиманья (Пермский край) / Ю.Г. Пактовский // Вестник Пермского университета. Геология. – 2020. – Т. 19, № 3. – С. 210–224.

Пактовский, Ю.Г. Силурийский промежуточный коллектор алмазов (Южное Притиманье, Пермский край) / Ю.Г. Пактовский // Вестник Пермского университета. Геология. – 2021. – Т. 20, № 4. – С. 301–319.

Шмаков, И.И.Происхождение морских россыпей алмазов Намибии / И.И. Шмаков, Е.Н. Божко // Вестник ВГУ. Геология.– 2008, № 1. – С. 116–126.

Laity, J.E. Ventifacts of Earth and Mars / *J.E. Laity, N.T. Bridges* // Geomorphology. – 2009. – N. 105.– pp. 202–217.

The windcanters of the diamond-bearing areas of the Ural

Paktovsky Yu.G.

Perm State University, Russia, 614990, Perm, Bukireva 15, urijpaktovskij65@gmail.com

The article presents a brief history of the discovery of windcanters in the Urals. The morphological and lithological characteristics of windcanters from the Silurian base collected in the Northern Urals are given. As a result of the study, the following conclusions are drawn: the appearance of ventifacts in the geological section indicates the existence of a continental elevated land in the region with an arid or nival climate, with constantly blowing winds of one or two directions, with sparse vegetation or its complete absence. In diamond-bearing areas, windcanters accompany diamond as indicator formations of Aeolian placers. A recent single finding of a pyramidal windcanter (Pliocene?) in the Middle Urals, it shows a fairly wide distribution of them both in geological time and in space.

Keywords: Ural, windcanters, diamond

УДК 553.041

Плиоцен-четвертичные отложения Аральского моря как возможный источник литиевого гидроминерального сырья

Парада С.Г.

Федеральный исследовательский центр Южный научный центр РАН, Россия, 344006, г. Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 40, segripa@rambler.ru

Плиоцен-четвертичные отложения Аральской тектонической депрессии оценены на возможность обнаружения в них литиевого гидроминерального сырья (ЛГМС). Помимо критерия аридного климата впервые предложен эндогенный критерний, способствующий формированию ЛГМС. Это крупные аномалии эндогенного теплового потока. С тепловой энергией в седиментационный бассейн может поступать литий и другие эндогенные химические элементы. Колебания интенсивности теплового потока в условиях аридного климата приводят к периодическому усилению испаряемости и, как следствие, к падению уровня моря и интенсификации галогенного осадконакопления. По результатам опробования 1967 года вычислено предполагаемое содержание растворeной формы лития в водах Аральского моря до 15 г/л. При испарении этот литий насыщал подземные воды и подсолевую рапу, создавая предпосылки для формирования ЛГМС.

Ключевые слова: литий, гидроминеральное сырье, тепловая аномалия.

Одним из важных природных источников лития является гидроминеральное сырье (литиевое гидроминеральное сырье – ЛГМС). Оно представляет собой богатые солями растворы, располагающиеся в засушливых регионах с особыми геологическими и гидрогеологическими условиями. В качестве сырья на литий за рубежом промышленно освоены поверхностная и близповерхностная рапа саларов и соляных озер хлоридно-натриевого, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого и сульфатно-хлоридно-натриевого типов (Волкова и др., 2012).

Переработка гидроминерального сырья, осуществляемая методом многосезонного гелиоконцентрирования в испарительных бассейнах, дала возможность получать карбонат лития по более дешевой технологии. Однако не все рассолы подходят для этой технологии. Из рассолов хлоридного кальциевого и магниевого типов с высоким соотношением (Mg+Ca+Sr)/Li > 60-100 литий не может рентабельно извлекаться по этой технологии (Коцупало, 2020). Для их переработки нужны другие приемы.

Классификация ЛГМС по перспективности их использования для рентабельной переработки в товарные литиевые продукты предложена в 2004 году (Рябцев, 2004). Все ЛГМС были разделены на два больших класса: 1 – залегающие в районах с аридным климатом, и 2 – распространённые в местах с неблагоприятным для естественного испарительного концентрирования климатом. К числу первых отнесены салары Южной Америки, рассолы озера Сильвер-Пик (США), озёрные рассолы Китая, рассолы Дагестана (Россия), залив Кара-Богаз-Гол (Туркмения), рассолы Мёртвого моря у побережья Израиля и Иордании и др. К числу вторых – подземные рассолы Восточной Сибири, нефтяные воды Западной Сибири, термальные воды молодого вулканизма в Новой Зеландии, Японии, США, России.

В соответствии с установленными кондициями по содержанию лития для оценки возможности промышленной переработки ЛГМС в литиевые продукты ЛГМС можно разделить на целевое (содержащие литий более 0,01 кг/м^3), и на нецелевое (содержащее литий менее 0,01 кг/м^3) (Рябцев, 2004). А также ЛГМС подразделяют на три группы: 1) концентрируется по литию с использованием галургических схем путём естественного испарения; 2) слабо концентрируемое по литию испарением; 3) практически не концентрируемое по литию испарением.

По галургическим схемам в настоящее время концентрируются сырье американского континента – из саларов Южной Америки и рассолов озёра Сильвер-Пик, США. ЛГМС второй группы представлены отдельными озёрными рассолами Китая и глубинными рассолами Дагестана (Россия). Третья группа ЛГМС, самая многочисленная, представлена, в основном, рассолами хлоридного магниевого, хлоридного кальциевого или смешанного типов. Рассолы данной группы характеризуются высокими значениями показателя (Mg+Ca+Sr/Li), и, как правило, высокой минерализацией. Рассолы данной группы распространены в Восточной части России и, частично, на северо-западе Китая.

Существуют схемы для промышленной переработки рассолов с преобладающим фоном $CaCl_2$ и $MgCl_2$ и показателем (Mg+Ca+Sr/Li), равным 120-400 и выше, распространённых в России и Китае, на основе сорбционного обогащения, с получением в качестве продукта раствора LiCl (10 г/л) с небольшим содержанием примесей. Работы в этом направлении продолжаются.

Одним из возможных источников ЛГМС может стать регион Аральского моря, включая его высохшее дно.

В геологическом отношении территория представляет собой Аральскую тектоническую депрессию, занимаемую в различное время водами Аральского моря. Осадочный чехол депрессии имеет ярусное строение, по составу он представлен преимущественно карбонатно-терригенными породами мезозоя и кайнозоя, мощностью 3-4 км, дислоцированными в пологие складки, разделенные разрывными нарушениями (Геология…, 1987). В отношении лития интерес представляют верхнеплиоценовые и четвертичные слои, сложенные осадками морских водоемов, заполнявших непосредственно Аральскую депрессию.

На глубинах до 500 м в отложениях акчагыла отмечаются две перспективные на ЛГМС толщи соли суммарной мощностью 85 м, состоящие из мирабилита, галита, астраханита, глауберита и эпсомита, образовавшихся в регрессивную стадию водоема. Они свидетельствуют о резком сокращении в это время площади акчагылского бассейна и увеличении солености вод (Рубанов, 1987). Процесс акчагыльского хемогенного осадканакопления был непродолжительным и на длительное время прерывался терригенным осадконакоплением.

В Аральской депрессии отсутствуют достоверно датированные нижне- и среднеплейстоценовые отложения. Здесь широко распространены верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения. Они вскрыты скважинами и обнажаются в разрезах побережий. Среди верхнеплейстоцен-голоценовых отложений выделяются две толщи (Маев и др., 1983).

Нижняя толща условно относится к континентальным образованиям конца позднего плейстоцена. В основании она сложена шоколадными глинами, перекрытыми песками; вскрытая мощность отложений более 1,5 м. Верхняя – собственно голоценовая толща в нижней части состоит из разнообразных наземноводных осадков белесого или белого цвета, чередующихся с прослоями глинистых и алевритовых илов, разнозернистых песков, ракуши и гипса суммарной мощностью 1,5 м. По присутствию разнообразной солоноватоводной и пресноводной малакофауны отложения отнесены к «озерно-солончаковой» стадии Арала. Верхняя часть голоценовой толщи представлена разнообразными по литолого-фациальному составу морскими осадками мощностью до 5 м и более. Для отложений характерно чередование различных по литолого-фациальным особенностям осадков, относимых к трансгрессивному и регрессивному состоянию Арала.

Литологические особенности морских голоценовых отложений отражают колебания уровня моря, изменение солености и состава его вод. Для слойков, отвечающих высокому уровню водоема типичен выдержанный илистый и алеврито-глинистый состав осадков с относительно редкими раковинами солоноватоводных и пресноводных моллюсков. Регрессивные слои осадков более разнообразны по составу и структуре; они более грубые, обычно песчаные, с прослоями и линзами ракуши солоноватоводных либо пресноводных моллюсков, часто обогащенные растительными остатками, иногда оторфованные, с прослоями гипса и хемогенного карбоната.

Таким образом, во время первого (позднеплиоценового) морского обводнения в пределах Аральской котловины длительное время (>3 млн. лет) существовал морской водоем с резко изменчивыми солевым и гидродинамическим режимами, обусловленным: общей динамикой акчагыльского и апшеронского бассейнов, непостоянством впадающих в Аральский залив речных водотоков, колебаниями климата, а также, возможно, эндогенными процессами, о которых будет сказано ниже.

В развитии Аральского моря в голоцене выделяются две стадии: озерносолончаковая и морская (Николаев, 1995). Первая относится к раннему, вторая – к позднему голоцену. Разрез донных осадков центральной акватории Аральского моря палеогеографическая обстановка начала голоцена характеризуется неустойчивым режимом осадконакопления в периодически пересыхающих водоемах с резко меняющейся соленостью. По разрезу слоев озерно-солончаковой стадии достаточно четко отмечается ритмичное переслаивание литологических пачек, отвечающих разноуровенному состоянию водоема.

Морская стадия Арала (поздний голоцен) имеет непродолжительную историю. Она характеризуется резкими колебаниями его уровня и солености, и соответственно, условиями и типом осадконакопления. Осадки озерно-солончаковой стадии без заметного перерыва сменяются морскими отложениями, сходными по строению и составу. Их отличие заключается в уменьшении вверх по разрезу хемогенных прослоев.

Уровень Аральского моря испытывал резкие разномасштабные колебания. По гипсометрическому положению морских террас на побережьях и подводным аккумулятивным формам, составу донных осадков и палинологическим материалам (Вронский, 1975) в позднеголоценовой истории Арала устанавливаются четыре трансгрессивных и три разделяющих их регрессивных стадий (Вайнбергс и др., 1972) с колебаниями уровня до 20 м и более. Во время трансгрессий, когда уровень водоема поднимался до отметок 58 м и выше, происходило накопление тонких алеврито-глинистых отложений, у побережий, обогащенных песчаным материалом гравием и галькой. Соленость воды, за исключением устьевых участков рек, выравнивалась и обычно не превышала 10 промилле, широкое распространение получали эвригалинные солоноватоводные и пресноводные моллюски и остракоды. Вдоль берегов активно протекали абразионные процессы.

В регрессивные эпохи уровень Арала резко падал. Море мелело и разбивалось на отдельные заполненные высокоминерализованными водами (рассолами) озера, либо, в местах впадения рек, на опресненные мелководья - плавни. В разных остаточных водоемах гидрохимические процессы идут разными путями (Андрулионис и др., 2022). Литологический состав регрессивных осадков имеет преимущественно песчано-алевритовый хемогенный (гипс, мирабилит и др.) состав с линзами ракуши, в изолированном Малом море накапливались хемогенные отложения, а на побережьях существовали солончаковые ландшафты.

Последние 40 лет уровень Аральского моря испытывает очередную регрессивную стадию. Уровень моря понизился более чем на 16 м. При обмелении на обнажившемся дне моря скопились миллионы тонн солей различных металлов, в составе которых, возможно обнаружение солей особо актуального в настоящее время редкого щелочного металла лития. Все эти соли, проникая в поровые и грунтовые воды зоны аэрации, могли обогащать их различными химическими элементами, образуя в районе дна бывшего моря рапу, содержащую высокие концентрации солей редких металлов, в том числе, возможно и лития. Например, в настоящее время в подземных водах осушенной поверхности Аральского моря содержится более 11 миллиардов тонн солей (Туремуратова и др., 2022).

Нами выдвинута гипотеза о том, что в колебаниях уровня Аральского моря определенная роль принадлежала и проявлениям эндогенных процессов, в частности тектоническим движениям, обусловившим само появление Аральской тектонической депрессии и проникновение в нее вод морей. С другой стороны, обращает на себя внимание наличие крупной тепловой аномалии под Аральским морем с градиентом более 45°С/1км в пределах слабо литифицированных отложении осадочного чехла (Карта геотермического режима…, 1978). Это свидетельствует о наличии глубинных источников тепловой энергии и вещества, оказавших влияние на колебания уровня вод Аральского моря и их химический состав.

Так, сравнительный анализ колебаний уровней Аральского и Каспийского морей показывает различное во времени сочетание их уровненных позиций, часто несовпадающих по знаку (Ковалев и др., 2013). Особенно отчетливо это проявляется при сравнении избербашской регрессии Каспия с древнеаральской трансгрессией Арала, а также пика туралинской трансгрессии Каспия с регрессией Арала до отметок 40,5 абс. м. По радиоуглеродным датам начало морского Арала совпадает с началом избербашской регрессии Каспия, а последующее регрессивное падение уровня с трансгрессивными пиками Каспия. Эти факты однозначно свидетельствуют о разных причинах голоценовой ритмики Каспия и Арала. Основная роль в колебаниях уровня Каспия принадлежит соотношению поступления речных вод и колебаниях климата, а для Арала можно предположить эндогенный фактор, связанный с локальным проявлением тектонических движений, обеспечивших с одной стороны интенсификацию поступления в депрессию воды крупнейших среднеазиатских рек - Амударьи и Сырдарьи. С другой стороны – активизация эндогенного теплового потока обеспечивала интенсификацию испарения и, возможно, приток лития и других эндогенных элементов. В связи с этим можно предположить, что выявленные в акчагыльских отложениях две толщи солей, а также голоценовые отложения и грунтовые воды Аральского региона могут быть обогащены литием и другими редкими и редкоземельными элементами.

Сведения о содержании лития в соленосных отложениях и рапе Аральского региона нами не обнаружены. Имеющиеся данные 70-х годов прошлого столетия о распределении лития в осадках Аральского моря, показывают, что максимальные концентрации лития содержали глинистые илы северных заливов и Малого моря, а также глинисто-известковистые осадки западной и центральной частей водоема (Хрусталев и др., 1975). Приуроченность лития к глинистым осадкам подтверждается при сопоставлении схем распределения лития и пелитовых частиц в нерастворимом осадке донных отложений Аральского моря. Показано, что области с максимальными концентрациями лития в осадках и области с максимальными содержаниями пелитовой фракции в осадках пространственно совпадают (Хрусталев и др., 1977).

Согласно данным опробования 1967 года, речная взвесь реки Амударьи содержала 40 г/т лития в то время, как донные осадки – 46,5 г/т (Батурин и др., 2015). Это связано, скорее всего, с наличием в осадке растворимых форм лития, адсорбированного в дальнейшем пелитовыми частицами осадка. После прекращения стока Амударьи содержание лития в донных осадках уменьшилось до 31,5 г/т, что, возможно, связано с прекращением поступления лития в составе твердых частиц и одновременной инфильтрацией растворимых форм лития в подземные воды. Если такая модель верна, то содержание растворенных форм лития в водах Аральского моря находилось на уровне 46,5 – 31,5 = 15 г/т, что выше минимально промышленных содержаний, установленных в количестве 10 г/т (Рябцев, 2004). В данном случае можно говорить о прямом признаке литиеносности вод Арала.

В гидрогеологическом отношении территория представляет собой замкнутый бессточный бассейн минерализованных грунтовых вод в песчаных отложениях четвертичного возраста (Кенжебаева, 2015). Основным признаком, определяющем особенность гидрогеологической обстановки бассейна является отсутствие стока и вследствие этого накопление значительных запасов солей в грунтовых водах и почвах зоны аэрации, в том числе за счет соленых вод Арала. По

химическому составу преобладают наиболее перспективные на литий и другие редкие и редкоземельные металлы сульфатно-хлоридно-натриевые гидрохимические типы вод, наиболее благоприятные для извлечения лития по наиболее дешевой технологии гелиоконцентрирования в испарительных бассейнах.

Литература

Андрулионис Н. Ю., Завьялов П. О., Ижицкий А. С. Современная эволюция солевого состава остаточных бассейнов Аральского моря // Океанология. 2022. Т. 62, № 1. С. 41–*58*

Батурин Г.Н., Завьялов П.О., Фридрих Я. Геохимия осадков современного Аральского бассейна // Океанология. *2015. Т. 55, № 2. С. 280–290*

Вайнбергс И.Г., Ульст В.Г., Розе В.К. О древних береговых линиях и колебаниях уровня Аральского моря // Вопросы четвертичной геологии. 1972. №8. С. 69-89.

Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Исупов В.Г., Мороз Е.Н. Литиевые соляные озера Южной Америки и Центральной Азии // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. №20. С. 21 – 26

Вронский В.А. Голоценовая история Аральского моря по палинологическим данным //История озер и внутриконтинентальных морей аридной зоны. 1975. Т.4. Ленинград. С. 64-68.

Геология Аральского моря. Ташкент: Фан. 1987. 247 с.

Карта геотермического режима земной коры территории СССР [Карты] / сост. У.И. Моисеенко [и др.]; ред. А.А. Смыслов. - Москва : "Аэрогеология", 1978. - 1 л.

Кенжебаева С.С. Гидрогеологические условия территории нижнего течения реки Сырдарья в связи с орошением на сельскохозяйственных землях // Научно-исследовательские публикации. 2015. Т.1. №3(23). С. 52 – 62.

Ковалев В.В., Парада С.Г. Геологические аспекты современных изменений уровня Каспийского моря // Вестник Южного научного центра РАН. 2013. Т. 9. № 2. С. 38-46.

Коцупало Н.П. Перспективы получения соединений лития из природных рассолов // Химия в интересах устойчивого развития. 2001. Вып. 9. С. 243-253.

Маев Е.Г., Маева С.А. Разрез донных отложений центральной части Аральского моря // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. 1983. Т. 2. С. 133-143.

Николаев С.Д. Изотопная палеогеография внутриконтинентальных морей. М.: ВНИРО. 1995. 125 с.

Рубанов И.В. Геологические и исторические свидетельства колебания уровня Арала // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука. 1980. С. 204-209.

Рябцев А.Д. Гидроминеральное сырьё − неисчерпаемый источник лития в XXI веке // Известия Томского политехнического университета. 2004. Т. 307. № 7. С. 64 – 70.

Туремуратова А.Ш., Реймов К.Д., Алланиязов Д.О. Распределение солей в подземных водах и осушенной поверхности Аральского моря //Universum: химия и биология. 2022. № 6-1 (96). С. 31-36.

Хрусталев Ю.П., Резников С.А., Туровский Д.С. Литология и геохимия донных осадков Аральского моря. Ростов_на_Дону, 1977. 159 с.

Хрусталев Ю.П., Резников С.А., Чернышев С.Я. Литий, рубидий и цезий в донных осадках Аральского моря // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. № 1. С. 231–234.

Pliocene-Quaternary sediments of the Aral Sea as a possible source of lithium hydromineral raw materials

Parada S.G.

Federal Research Center Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 40 Chekhov Ave., Rostov-on-Don, 344006, Russia, segripa@rambler.ru

Pliocene-Quaternary deposits of the Aral Tectonic Depression were evaluated for the possibility of detecting lithium hydromineral raw materials (LGMS) in them. In addition to the arid climate criterion, an endogenous criterion contributing to the formation of LGMS was proposed for the first time. These are large anomalies of endogenous heat flow. With thermal energy, lithium and other endogenous chemical elements can enter the sedimentation pool. Fluctuations in the intensity of heat flow in arid climate conditions lead to a periodic increase in evaporation and, as a consequence, to a drop in sea level and intensification of halogen sedimentation. Based on the results of testing in 1967, the estimated content of the dissolved form of lithium in the waters of the Aral Sea up to 15 g/l was calculated. During evaporation, this lithium saturated groundwater and salt brine, creating prerequisites for the formation of LGMS.

Keywords: lithium, hydromineral raw materials, thermal anomaly

УДК 553.9

Фактор миграции углеводородов в шунгитовых породах Максовского месторождения Онежской палеопротерозойской структуры

Первунина А.В., Дейнес Ю.Е.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, aelita@krc.karelia.ru

Приведены результаты исследования экзоконтакта шунгитовых (содержание $C_{св}$ 20-45%) пород Максовского месторождения Онежской палеопротерозойской структуры северо-восточной части Фенноскандинавского щита (Карелия). Месторождение приурочено к шестому горизонту шунгитовых пород заонежской свиты. На месторождении выявлены силлы габбродолеритов. Внедрение высокотемпературного расплава в слабо литифицированные, обогащенные органическим веществом породы сопровождалось экзо- и эндоконтактовыми явлениями. Механическое воздействие и термальные условия, возникшие в результате внедрения интрузии габбродолеритов, способствовали изменению структурно-текстурных свойств пород. Полученные данные свидетельствуют о проявлении миграционных процессов углеводородов, обусловленных контактовыми преобразованиями шунгитовых пород. При выборе комплекса поисково-прогнозных характеристик месторождений шунгитовых пород следует учитывать магматермический фактор, который оказывает влияние на образование залежей и их локализацию.

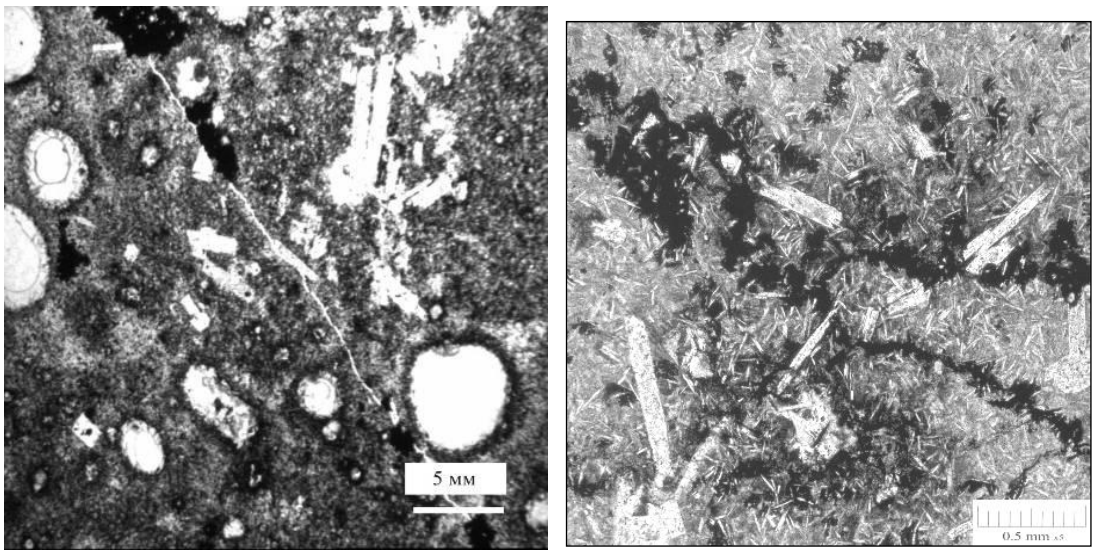
Ключевые слова: шунгит, экзоконтакт, протерозой

Максовское месторождение протерозойских высокоуглеродистых пород, приурочено к шестому продуктивному горизонту заонежской свиты людиковийского надгоризонта (2100-1920 млн. лет) Онежской палеопротерозойской структуры (Карельский кратон, Восточная часть Феноскандинавского щита). Месторождение представлено субгоризонтально залегающей асимметричной линзой (700 м×500 м) максовитов – шунгитовых пород с содержанием углерода $C_{орг.}$ от 20% до 45%. Генетически шунгитовое вещество частично является метасапропелевым, частично – миграционным органическим веществом (ОВ) (Филиппов, 2004). В составе пород также присутствуют кварц (до 20%), мусковит (5%), а также хлорит, альбит, пирит, рутил, фторапатит, лейкоксен. Структура максовитов пелитоморфная или мелкозернистая, текстура массивная, реже брекчиевая и слоистая. Исследования проводились в проходящем и отраженном свете на оптическом микроскопе, а также на сканирующем электронном микроскопе «VEGA II LSH». Состав минералов определялся микроанализатором «INCA Energy 350» и фазовым рентгеноструктурным анализом.

В целом в разрезе заонежской свиты Онежской палеопротерозойской структуры присутствуют пирокластические и лавовые образования, а также силлы габбродолеритов мощностью от 20 до 80 м (Органическое…, 1994). Следует отметить, что на некоторых участках (Максово, Карнаволок, Лебещина, Красная горка и др.) описаны контактовые преобразования шунгитовых пород (Филиппов и др., 2002; Бискэ и др., 2004).

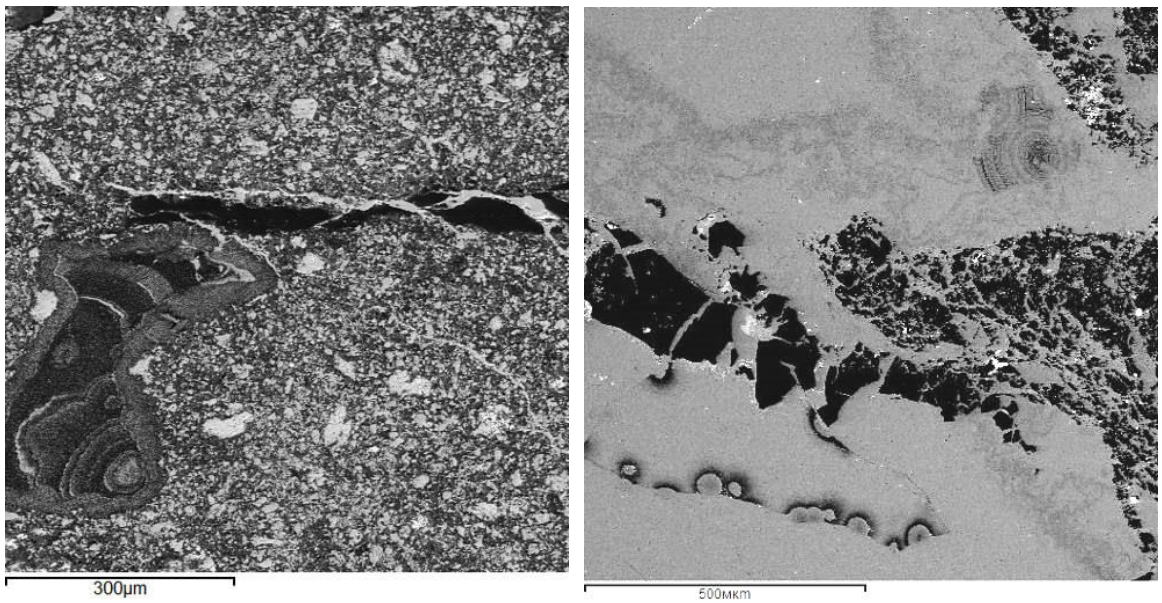
Характерной особенностью геологического строения Максовского месторождения является наличие в разрезе трех субгоризонтально залегающих невыдержанных по мощности тела габбродолеритов, в одном из которых установлен подводящий канал (Филиппов и др., 2009). Геофизические измерения, описание стенок вскрышного котлована, данные анализа керна разведочных скважин позволили наметить контур субпластовой части силла. В эндоконтакте развиты темно-серые афанитовые габбродолериты (аподолериты) с миндалинами и пустотами овальной или неправильной формы диаметром до 0,5 см (рис. 1). Структура пород миндалекаменная или порфировая с реликтами интерсертальной в основной массе. Отмечается окварцевание, эпидотизация и обуглероживание. Диаметр миндалин достигает 5 мм. Здесь также наблюдаются поры и извилистые трещины, заполненные углеродом. Фенокристаллы и микролиты плагиоклаза замещаются тонкозернистым агрегатом мусковита и альбита. Наблюдается наложенная прожилково-вкрапленная медно-сульфидная минерализация.

В узких зонах экзоконтакта выявлены признаки кратковременного магматермического воздействия внедрившегося магматического расплава в толщу максовитов с развитием ряда вторичных структур углеводородов (УВ). Породы стально-серого цвета с матовым тусклым блеском, трещиноваты, содержат многочисленные пустоты и каверны. В экзоконтакте максовитов установлена зона коксования мощностью до 1,5 м, состоящая из двух частей. Первая - непосредственно на контакте, представлена сажистой черной породой с кавернозной текстурой, мощностью 2-8 см. Во второй части зоны экзоконтакта характерной особенностью природных коксов является призматическая полигональная отдельность в виде удлиненных призм размером 4х10 см, ориентированных перпендикулярно контакту. В породах отмечается флюидальная микротекстура и высокая пористость.



а б

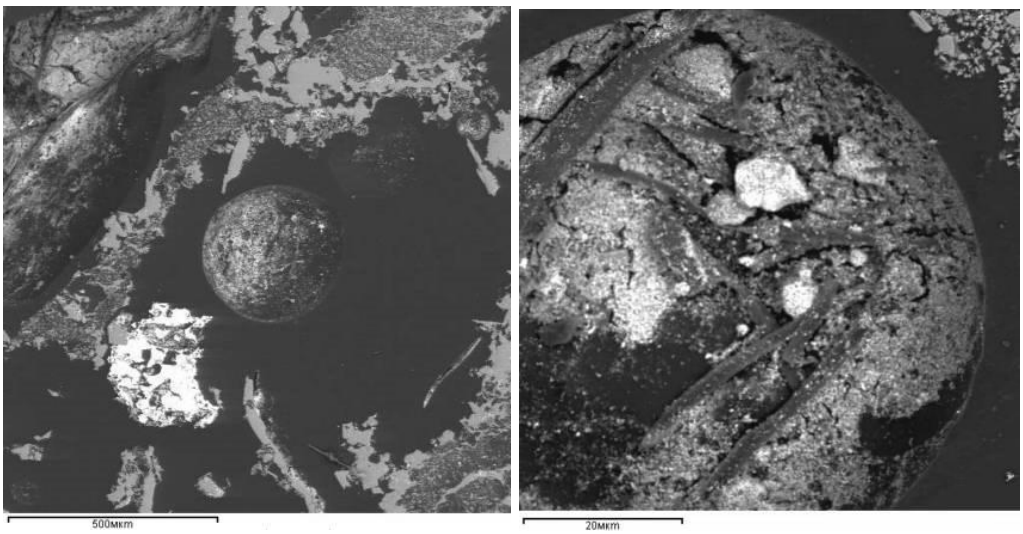
Рис. 1. Обуглероженный миндалекаменный аподолерит эндоконтакта, Максовское месторождение. Порфировый, структура основной массы – интерсертальная и афанитовая. Прозрачный шлиф, без анализатора; (а) – углерод (темно-серое) образует каймы вокруг миндалин, заполненных кремнеземом; (б) – углерод (черное) заполняет микротрещины



а б

Рис. 2. Максовит с крупнопризматической отдельностью из зоны экзоконтакта, Максовское месторождение. Полированный шлиф, СЭМ. (а) - фрагмент колломорфной структуры. Основная масса сложена кварц-углеродными и мусковит-хлоритовыми агрегатами; (б) – трещины и поры заполнены миграционным ОВ (черное)

В отдельных образцах наблюдаются сферические пустоты, заполненные возгонами в виде сажистых обособлений. Иногда сферолиты соединяются широкими спиралевидными каналами. На поверхности некоторых пустот наблюдаются вторичные структуры, образованные изогнутыми фибриллами, не проникающими друг в друга (рис. 3 а, б). Подобные фибриллярные структуры типичны в условиях деструкции ОВ в результате быстрого нагрева и свидетельствуют о давлении магматического расплава, воздействующего на высокоуглеродистую породу [Каргин, 1979; Bower, 2002].



а б

Рис. 3. Максовит из зоны экзоконтакта, Максовское месторождение. Полированный шлиф, СЭМ. а – полости в максовите с миграционным ОВ В верхней левой части – широкий канал – элемент кавернозной текстуры; б – фибриллярная структура в максовите. Дно полости покрыто фибриллами миграционного ОВ, возникшего при нагреве сапробитумолита в результате внедрения интрузии

В породе отмечается перераспределение вещества. Нередко встречаются тонкие пленки углерода, облекающие криптокристаллические кварцевые обособления, которые формируются в процессе структурно-молекулярной перестройки ОВ при быстром разогреве пород. Подобное явление сопровождается последовательным повышением в них валового содержания углерода и выхода летучих веществ. Спекающиеся свойства пород с ОВ, например, гумусовых углей, обычно проявляются при их разогреве до 390 °С. Коксы по сапробитумолитам по литологическим характеристикам сходны с природными коксами, развивающимися в угольных пластах на контактах с интрузиями. Объем контактовых изменений в максовитах оценивается в пределах 50% от мощности интрузивного тела и в зависимости от его ориентировки относительно залегания пород (Ю.Р. Мазур, 1983).

Характер движения расплава в пластичном материале протомаксовитов, вероятно, в сильной степени определялся литологическими неоднородностями вследствие дифференциации вещества по плотности. В таких условиях развивались апофизы, иногда в расплав попадали ксенолиты вмещающих пород. Во фронтальных частях силла выявлены участки, в которых отдельные фрагменты габбродолеритов сцементированы веществом, по минеральному составу близкому к максовитам. В подводящем канале трещины контракции также заполнены ОВ, вероятно, не потерявшим способность к вязкому течению на стадии активного остывания расплава.

Исследования в зоне верхнего экзоконтакта тела габродолерита показали, что способность ОВ при нагревании переходить в пластичное состояние и образовывать пористый естественный кокс, связана с внедрением магматического расплава в слабо литифицированные породы. Признаками слабой литификации являются массивная текстура максовитов, отсутствие слоистости и криптокристаллическая форма минерального вещества. Наблюдаемые признаки миграции УВ в максовитах указывают на то, что к моменту внедрения габбродолеритов ОВ сапропелитов не было катагенетически преобразовано. Катагенез проходил в условиях повышенного теплового воздействия и носил ускоренный характер. Термальные условия, возникшие в результате внедрения интрузий в слаболитифицированные породы способствовали возникновению УВ нафтоидного типа, склонных к быстрой полимеризации, способных к миграции, значительная часть которых сохранились в материнской породе. Первичное органическое и минеральное вещество не прошли стадию главной фазы образования нефти (Melezhik et all, 1999). Следует отметить, что преобразование исходного ОВ проходило неравномерно в связи с перепадами температур в зависимости от близости к интрузии. Отмечается узкоструйный характер вертикальной миграции УВ, который определялся структурно-текстурной и тектонической неоднородностью пород. Узкоструйная миграция УВ обычно протекает в осевых частях антиклинальных зон и валов. При наличии консервативных покрышек миграция в более высокие горизонты приводила к формированию вторичных залежей (Филиппов и др., 2016; Филиппов и др., 2018), подобно тем, что установлены в кайнозойско-мезозойских нефтегазоносных комплексах Сибирской платформы (Иванов и др., 2000).

Очевидно, что стадийное преобразование ОВ в максовитах является результатом термального воздействия на значительной площади Максовского месторождения, проявляющегося за счет одноактного внедрения интрузий габбродолеритов. Таким образом, миграция УВ в протомаксовитах

определялась динамикой флюида. Совокупность геологических характеристик и магматермический фактор, обусловленный внедрением интрузий, определяют формирование залежей, их локализацию и выбор комплекса поисково-прогнозных характеристик месторождений шунгитовых пород.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН по теме НИР № 1022040400163-5-2.5.4;1.5.1.

Литература

Бискэ Н. С., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. Протерозойские пеперит-структуры участка Лебещина // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, КНЦ РАН. 2004. Вып. 7. С. 193-199.

Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Научн. ред. В. А. Соколов. Петрозаводск, Карелия, 1982. с. 204., Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии / М. М. Филиппов, А. И. Голубев, П. В. Медведев и др. Петрозаводск. КНЦ РАН. 1994. 208 с.

Иванов Ю.А., Мясникова И.П. Новые аспекты перспектив нефтегазоносности северных районов Сибирской платформы // Геология нефти и газа. № 3. 2000. – С. 60-69.

Каргин, В. А. Структура и механические свойства полимеров. М.: Наука, 1979. 451 с.

Мазор Ю. Р. Процессы преобразования органического вещества и их корреляция // Угольные бассейны и условия их формирования. М. : Наука, 1983. С. 161–165.

Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Отв. редактор М.М. Филиппов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1994. 207 с.

Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Медведев П. В., Ромашкин А. Е. Контактовый метаморфизм на Максовском месторождении шунгитоносных пород. 1. Основные признаки. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 107-116.

Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Карелии: черная олонецкая земля, аспидный сланец, антрацит, шунгит. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 488 с.

Филиппов М. М., Дейнес Ю. Е. Субпластовый тип месторождений шунгитов Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. 261 с. ISBN 978-5-9274-0832-0

Филиппов М.М., Бискэ Н.С., Первунина А.В., Дейнес Ю.Е., Силакова Л.В. Контактовый метаморфизм шунгитоносных пород 2. Максовское месторождение // Геология и полезные ископаемые. Вып. № 12. Петрозаводск: Карельский научный центра РАН, 2009. С.130-142.

Филиппов М.М., Дейнес Ю.Е., Лохов К.И., Первунина А.В., Лохова О.В. Новый генетический тип шунгитоносных пород палеопротерозоя Онежской структуры // Региональная геология и металлогения. Вып. 67. СПб, 2016. С. 95–106.

Bower, D. (2002). An Introduction to Polymer Physics. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511801280

Melezhik V.A., Fallick A.E., Filippov M.M., Larsen O. (1999). Karelian shungite - an indication of 2.0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: geology, lithology and geochemistry // Earth-Science Reviews. Vol.47, pp. 1-40.

Hydrocarbon migration factor in shungite rocks of Maksovo deposit, Onega Paleoproterozoic Basin

Pervunina A.V., Deines Yu.E.

Institute of Geology Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, aelita@krc.karelia.ru

The results of the study the contact zones of shungite-bearing (carbon free concentration is 20-45%) rocks from the Maksovo deposit of the Zaonega Formation in the Onega Paleoproterozoic Basin, South Karelia in Russian Fennoscandia, are reported. The deposit is confined to the sixth shungite-bearing rock horizon of the Zaonega Formation of the Onega Basin. Gabbro-dolerite sills have been revealed. The results obtained indicate the large-scale alteration of shungite-bearing rocks in the contact zone. The intrusion of high-temperature melt into poorly lithified organic-rich rocks was accompanied by exo- and endocontact events. A mechanical impact and thermal conditions, resulting from gabbro-dolerite intrusion, contributed to changes in the structural-textural characteristics of the rocks at the active deposit. According to the researches migration processes of hydrocarbons caused by contact transformations of shungite rocks. When choosing a set of prospecting and predictive characteristics of shungite rock deposits, account should be taken of the magmatemic factor, which influences the formation of deposits and their localization.

Keywords: shungite, exomorphism, Proterozoic

УДК 235.47

Изотопные и геохимические признаки хемогенно-биогенной природы металлоносных осадков триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня

Перевозникова[1] Е.В., Казаченко[1] В.Т.

1 – Дальневосточный геологический институт ДВО РАН. Россия, 690022, г. Владивосток, пр-т 100-летия Владивостоку, 159, elenavalper@yandex.ru

Отношения концентраций REE и изотопов Nd в морской воде, протолитах яшм и триасовых металлоносных осадках, вследствие их хемогенно-биогенного происхождения, в момент осадконакопления (и при диагенезе) были одинаковы. Этим обусловлены общие особенности REE-спектров яшм, марганцевосиликатных (сложенных, главным образом, силикатами Mn) пород и силикатно-магнетитовых руд Самаркинского и Таухинского террейнов: возрастание нормированных (по хондритам) содержаний легких REE относительно тяжелых, наличие Eu-минимума и Gd-максимума. Величина Sm/Nd в морской воде и протолитах (осадках) триасовых и юрских кремнистых пород (включая яшмы), триасовых силикатно-магнетитовых руд и марганцевосиликатных пород Сихотэ-Алиня в триасовое и юрское время была близка к современному значению (0.21). В метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации почти постоянным является и отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$, которое в момент осадконакопления, составляло ~0.512055 и тоже соответствовало значениям в морской воде.

Ключевые слова: металлоносные осадки, триасовая кремневая формация, Сихотэ-Алинь.

Триасовая кремневая формация сложена, в основном, кремнями, кремневыми аргиллитами, аргиллитами и алевроаргиллитами (Волохин и др., 2003). Нижняя часть представлена глинисто-кремнистой толщей (оленек-средний анизий), богатой углеродистыми разностями пород и перекрытой толщей светло-серых плитчатых кремней. В основании последней присутствуют кремнисто-родохрозитовые, марганцевосиликатные (сложенные, главным образом, силикатами Mn) и спессартин-кварцевые породы и силикатно-магнетитовые руды. Они слагают сменяющие друг друга по простиранию пластовые и линзовидные тела мощностью десятки см-первые м и протяженностью десятки-первые сотни м или образуют общую пачку в яшмах. Возраст яшм – поздний анизий-ладен. Вышележащие кремни относятся к карнию и норию.

Яшмы, кремнисто-родохрозитовые, марганцевосиликатные, спессартин-кварцевые, силикатно-магнетитовые породы и руды - контактово-метаморфизованные осадки прилегавших к островам акваторий, занимают одинаковое положение в триасовом разрезе. Их выходы изучены на Горной (Самаркинский террейн), Широкопаднинской, Мокрушинской и Садовой (Таухинский террейн) площадях. Марганцевосиликатные породы встречаются в контактовых ореолах гранитоидных интрузий Восточно-Сихотэ-Алинского интрузивно-вулканогенного пояса в Таухинском террейне и Хунгари-Татибинского интрузивного комплекса в Самаркинском террейне, за пределами которых сменяются кремнями с дисперсным родохрозитом. Иногда (в основном, на Широкопаднинской площади) метаморфизм происходил с участием подвижной флюидной фазы и приводил к преобразованию пластовых тел кремней с дисперсным родохрозитом в метасоматические штокверкоподобные системы марганцевосиликатных пород**.** Одинаковое положение в разрезе триасовых отложений Таухинского и Самаркинского террейнов свидетельствует о синхронном накоплении исходных богатых Mn и Fe протолитов в едином осадочном бассейне. В их образовании важную роль (как источники вещества) играли габброиды сергеевского и калиновского комплексов.

Яшмы Широкопаднинской площади представлены радиоляритами или кремнями с небольшой примесью глинистого вещества и остатками радиолярий. Они содержат немного альбита, биотита, гидрослюды и калиевого полевого шпата. Яшмы окрашены в ярко-красный цвет дисперсным гематитом. Присутствуют акцессорные рутил, титанит, апатит, барит, касситерит, циркон, торианит и таусонит. Встречаются ульманнит, кобальтин, герсдорфит, никелин и бравоит. Эндогенными минералами REE являются монацит-(Ce) и ксенотим-(Y), которые полностью или частично замещены экзогенными рабдофаном-(Ce), рабдофаном-(Y), тенгеритом-(Y) или бастнезитом-(Ce). В яшмах присутствуют системы трещин, вдоль которых красная окраска сменяется на зеленовато-светло-серую. В таких участках гематит и гидрослюда замещены хлоритом или хлоритом и биотитом, а вместо рутила или наряду с ним присутствует ильменит или пирофанит. Встречаются сфалерит, стибнит, галенит, халькопирит, As- или Ni-содержащий пирит и другие минералы. Обнаружены самородные Au и Ag, самородный Au-содержащий Ni, соединение Ni_3Au, Ag_2S, молибденит, буланжерит, самородные элементы и интерметаллиды, приуроченные к порам и микротрещинам с органикой. Характерны кварц-мусковит-хлоритовые прожилки с органикой, самородными элементами, интерметаллидами и другими соединениями многих, в том числе и благородных металлов. Встречаются кварцевые участки с многочисленными, иногда минерализованными экзогенными кавернами. Отдельные каверны

заполнены гетитом, лимонитом, вернадитом, романешитом, баритоцелестином, целестином, пироморфитом, англезитом, коркитом, плюмбогуммитом-гинсдалитом, стибиоконитом, уэйкфилдитом или теноритом. Количество Al_2O_3 и Fe_2O_3 в яшмах не превышает 4.15 и 2.78 мас. %, соответственно, а MnO и TiO_2 изменяется в пределах 0.0n-0n мас. %. Содержания некоторых элементов (в 24 пробах) достигают десятков-сотен г/т: V (2.26-101.89; среднее 17.12), Ba (10.26-319.39; 145.10), Pb (2.07-170.56; 16.46), Ni (0.69-16.43; 7.62), Cu (0.00-69.66; 16.16), Zn (8.94-73.75; 30.26), As (0.16-29.76; 3.24), Mo (0.01-17.69; 0.95), REE и других.

В марганцевосиликатных породах преобладают родонит, пироксмангит, спессартин и кварц. Распространены пирофанит, тефроит, манганактинолит, марганцовистые разновидности клинопироксена и амфибола куммингтонит-грюнеритового ряда. Встречаются манганпиросмалит, алабандин, манганаксинит, гельвин, родохрозит, Ba-содержащий флогопит, гиалофан, цельзиан, магнетит, графит и другие минералы. Содержание MnO достигает 47 мас. %. Породы содержат акцессорную минерализацию в виде соединений Th, U, REE, Ni, Co и других металлов**.** На Широкопаднинской площади минералы REE представлены монацитом-(Ce), алланитом-(Ce), гидроксидом-(Ce), бастнезитом-(Ce) и бастнезитом-(La), а на Горной – монацитом-(Ce), торнебемитом-(Ce), бастнезитом-(Ce) и гидроксидом-(Ce).

Силикатно-магнетитовые руды представлены тонко- и мелкокристаллическими разностями тальк-магнетитового (± хлорит) и манганактинолит-магнетитового состава с сингенетическими включениями касситерита, ильменита, титанита, шеелита, бадделеита, торианита, уранинита, куларита, барита, арсенидов и сульфоарсенидов Ni и Co и других минералов. Минералы REE представлены монацитом-(Ce), бастнезитом-(Ce), гидроксидом-(Ce), рабдофаном-(Ce) и рабдофаном-(La). Силикатно-магнетитовые руды содержат 49.26-91.37 мас.% ($FeO+Fe_2O_3$), обогащены Mn (до 0.82 мас. % MnO) и Sn (до 0.65 мас. % SnO_2).

Металлоносные осадки триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня накапливались в прилегавших к островам акваториях в глубоководных условиях. Они представляли собой богатые органикой и гидроксидами Mn и Fe биогенные кремнистые илы. Гидроксиды Mn и Fe поступали в виде коллоидных растворов, содержавших (в адсорбированном состоянии) многие другие металлы. Во время средне-позднеюрской и позднеюрско-раннемеловой аккреций яшмы и прошедшие диагенез в восстановительных условиях металлоносные осадки в составе фрагментов триасовой кремневой формации были включены в Самаркинский и Таухинский террейны, соответственно. При внедрении гранитоидных интрузий Хунгари-Татибинского плутонического (ранний мел) и Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического (поздний мел-палеоген) поясов они претерпели контактовый метаморфизм.

Отношения концентраций REE и изотопов Nd в морской воде, протолитах яшм и в триасовых металлоносных осадках, вследствие хемогенно-биогенного происхождения этих образований, в момент осадконакопления (и при диагенезе) были одинаковы. Этим обстоятельством обусловлены общие особенности яшм и марганцевосиликатных пород (Самаркинский террейн) и силикатно-магнетитовых руд (Таухинский террейн) (рис. 1), нашедшие отражение в их REE-спектрах, - возрастании нормированных (по хондритам) содержаний легких REE относительно тяжелых, наличие Eu-минимума и Gd-максимума.

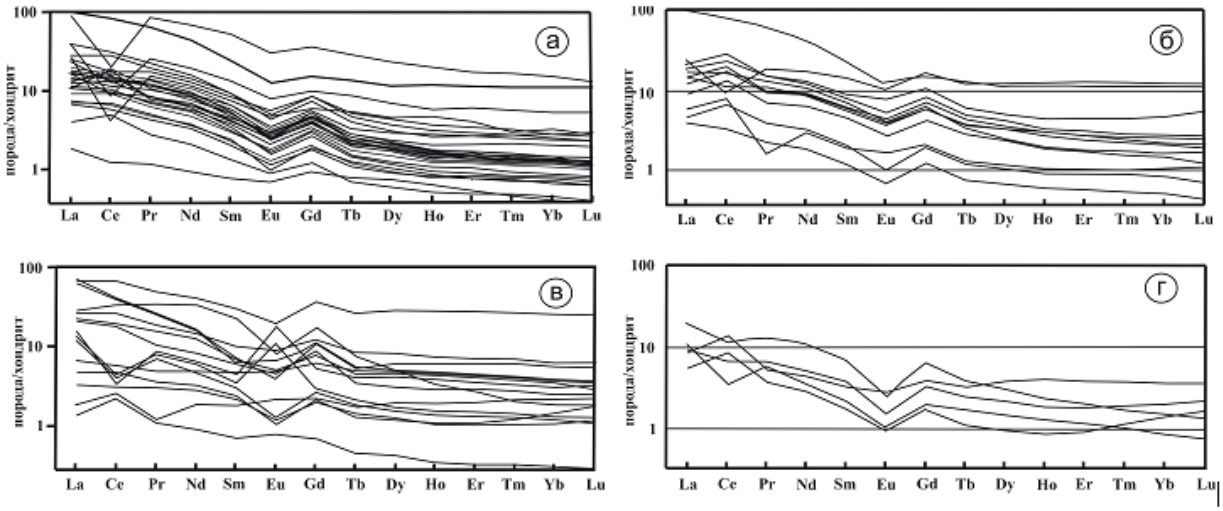


Рис. 1. REE-спектры яшм (а), марганцевосиликатных пород (в) и силикатно-магнетитовых руд (г) Широкопаднинской площади (Таухинский террейн), а также марганцевосиликатных пород Горной площади (Самаркинский террейн) (б) Сихотэ-Алиня

На диаграмме Sm/Nd-Sm/Eu (рис. 2 а) точки этих пород и руд тяготеют, в основном, к субгоризонтальному тренду I. Это обусловлено небольшими вариациями значения Sm/Nd, главным образом, в пределах ~ 0.20-0.23, которое является близким к современному значению в морской воде (0.21) (Faure, 1986). Точки таких же или близких по возрасту (юрских) кремней Таухинского террейна тоже тяготеют к тренду I (рис. 2 б). Для них характерным является большой разброс при средней величине Sm/Nd в этих породах 0.217 и 0.186, соответственно. Разница связана, главным образом, с большим количеством терригенной примеси в юрских породах. Величина Sm/Nd заметно уменьшается с возрастанием содержания Al_2O_3 (рис. 2 в), то есть количества глинистого и, вероятно, иного (терригенного) вещества, попадавшего в осадок из присутствовавшей в морской воде взвеси минеральных микрочастиц. При нулевом содержании Al_2O_3 точке на тренде соответствует значение Sm/Nd около 0.21. Оно характеризует хемогенно(аутигенно)-биогенную составляющую кремнистых пород и соответствует современному значению в морской воде. Таким образом, величина Sm/Nd в морской воде в триасовое и юрское время, как показано выше на примере триасовых и юрских кремнистых пород (включая яшмы), силикатно-магнетитовых руд и марганцевосиликатных пород, была близкой к современному значению. Этот вывод согласуется с литературными данными, указывающими на относительное постоянство Sm/Nd в морской воде на протяжении длительного времени геологической истории.

Во многих REE-спектрах марганцевосиликатных пород Широкопаднинской площади по сравнению со спектрами яшм, силикатно-магнетитовых руд и марганцевосиликатных пород Горной площади наблюдаются отличия, обусловленные изменением первичных геохимических характеристик протолитов гидротермальными процессами. К ним относятся уменьшение Eu-минимума и Gd-максимума вплоть до их исчезновения или появления Eu-максимума и Sm-минимума, или, наоборот, значительное увеличение Eu-минимума и Gd-максимума. Из-за влияния гидротермальных процессов значительная часть точек марганцевосиликатных пород Широкопаднинской площади на диаграмме Sm/Nd-Sm/Eu смещена выше или ниже тренда I. Однако, среднее значение Sm/Nd в этих породах составляет 0.228, то есть тоже является близким к таковому в марганцевосиликатных породах Горной и силикатно-магнетитовых рудах Широкопаднинской площадей (см. рис. 2 а), а также к современному значению в морской воде. Следовательно, величина Sm/Nd в этом случае тоже определялась морской водой, а влияние гидротермальных процессов заключалось лишь в локальном пространственном перераспределении REE при преобразовании пластовых тел в жильно-прожилковые зоны.

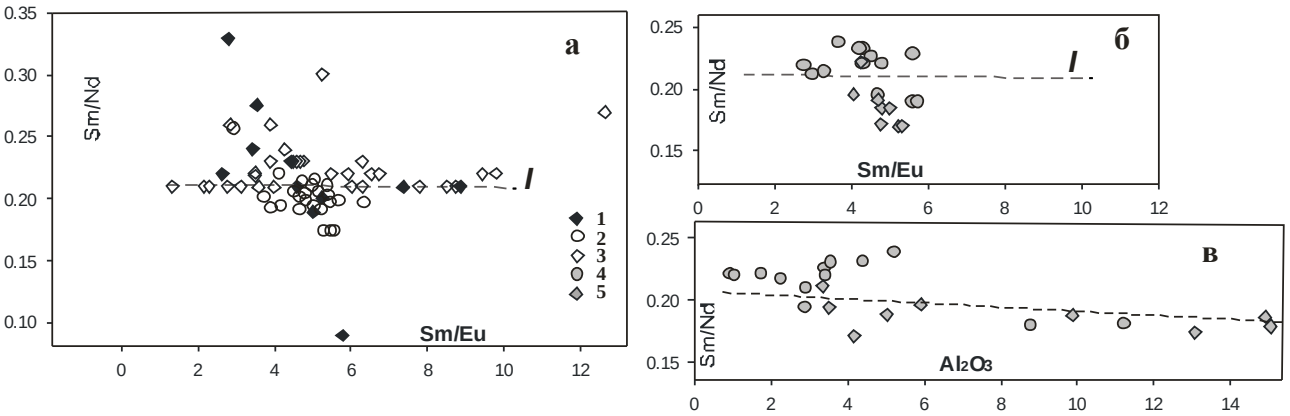


Рис. 2. Положение точек яшм и метаморфизованных металлоносных осадков триасовой кремневой формации, юрских кремней и габброидов Сихотэ-Алиня на диаграммах Sm/Nd-Sm/Eu и Sm/Nd-Al_2O_3.

а: силикатно-магнетитовые руды (1) и яшмы (2) Широкопаднинской площади, марганцевосиликатные породы Горной площади (3);

б-в: кремнистые породы: триасовые горбушинского (4) и юрские эрдагоузского (5) комплексов (исходные данные заимствованы из (Кемкин, 2019)).

Для некоторых спектров яшм и метаморфизованных металлоносных осадков Широкопаднинской площади характерна положительная или отрицательная Ce-аномалия, связанная с экзогенными процессами локального перераспределения REE. Присутствие положительных Ce-аномалий примерно одинаковой амплитуды почти во всех спектрах марганцевосиликатных пород Горной площади (см. рис. 1 б) обусловлено особенностями фациальных условий осадконакопления, определявшимися более близким положением относительно окраины Ханкайского массива.

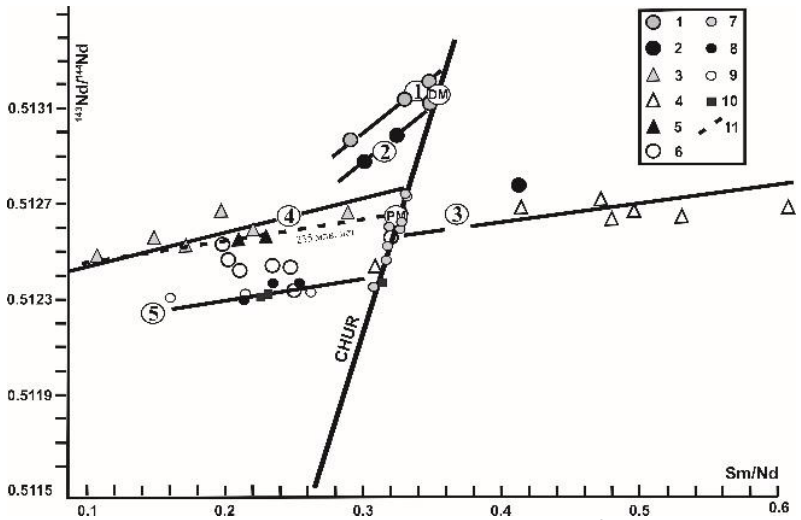


Рис. 3. Положение точек изученных пород на диаграмме “^{143}Nd /^{144}Nd - Sm/Nd” для базит-гипербазитовых комплексов Сихотэ-Алиня (Казаченко, Перевозникова, 2023, с изменениями и дополнениями).

1,2: базиты авдокимовского комплекса: включения в базитах сергеевского комплекса (1) и породы перидотитового массива окрестностей с. Дальний Кут (2); 3-6: габброиды Владимиро-Александровского массива (3) и бреевские (калиновский комплекс) (4), каменские базиты (5), сергеевские базиты (6); 7 – хондриты; DM и PM (в кружках) – деплетированная и примитивная мантии, соответственно; 8-10 – триасовые метаморфизованные металлоносные осадки: силикатно-магнетитовые руды (8) и марганцевосиликатные породы (9) Широкопаднинской площади; марганцевосиликатные породы Горной площади (10); 11– изохрона производных примитивной мантии для 235 млн лет – при построении использована точка PM и вычисленное начальное значение ^{143}Nd /^{144}Nd.

Цифры в кружках - номера трендов.

На диаграмме $^{143}Nd/^{144}Nd$-Sm/Nd (рис. 3) точки яшм, марганцевосиликатных пород и силикатно-магнетитовых руд образуют тренд 5. Большинство точек приурочено к средней части тренда с относительно небольшими пределами изменения Sm/Nd (~0.21-0.26), что связано с отмеченным выше влиянием морской воды. Положение двух точек марганцевосиликатных пород Широкопаднинской и Горной площадей на этом тренде существенно левее и правее (соответственно), обусловлено значительным увеличением и уменьшением значения Sm/Nd под влиянием гидротермальных процессов. Однако значимого отклонения этих точек от тренда из-за небольшого угла его наклона и отсутствия заметного влияния гидротермальных процессов на величину $^{143}Nd/^{144}Nd$ не наблюдается. Как следует из (Lacan et al., 2012) вариации современного значения этого параметра в морской воде очень велики, но по мере возрастания глубины $\varepsilon_{Nd(T)}$ стремится к постоянной величине. Особенно характерной такая тенденция является для Тихого океана. В метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации почти постоянным является не только значение Sm/Nd, но и отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ (см. рис. 3), которое в момент осадконакопления, составляло ~0.512055 (определено графическим способом) и тоже соответствовало значениям в морской воде. Постоянство $^{143}Nd/^{144}Nd$ в триасовых метаморфизованных металлоносных осадках обусловлено, очевидно, значительной глубиной осадконакопления (судя по залеганию в радиоляритах - более 4500 м). Положение тренда 5 соответствует современному положению изохроны морской воды в координатах $^{143}Nd/^{144}Nd$-Sm/Nd, “запечатленной” в хемогенно-биогенных осадках триасового возраста. Расположение точек на общей изохроне (или вблизи нее) указывает на относительное постоянство значений $^{143}Nd/^{144}Nd$ в морской воде (по крайней мере, в глубоководной части осадочного бассейна) и некоторую ее неоднородность (в целом небольшую) в отношении значений Sm/Nd во время осадконакопления. Наклон тренда 5 соответствует наклону изохроны пород с источником PM (BSE) и возрастом 235 млн. лет (граница анизия и ладена) (см. рис. 3), то есть согласуется с возрастом триасовых яшм и метаморфизованных металлоносных осадков Сихотэ-Алиня.

Литература

Волохин Ю.Г. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня / Ю.Г. Волохин, Е.В. Михайлик, Г.И. Бурий. – Владивосток: Дальнаука, 2003. – 252 с.

Казаченко В.Т. Изотопная (Sm-Nd) и геохимическая (Nb/Y-Zr/Y) систематика базит-гипербазитовых комплексов Сихотэ-Алиня / В.Т. Казаченко, Е.В. Перевозникова // Геохимия. – 2023. – Т. 68. – № 4. – С. 341-366.

Кемкин И.В. Фациальные обстановки образования кремниевых пород Таухинского террейна Сихотэ-Алиня (по геохимическим данным) / И.В. Кемкин // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2019. – № 2. – С. 48-60.

Lacan F. Neodymium isotopic composition of the oceans: A compilation of seawater data / F. Lacan, K. Tachikawa, C. Jeandel // Chemical Geology, Elsevier. – 2012. – № 300-301. – Pp.177-184.

Faure G. Principles of Isotope Geology / G.Faure. – John Wiley & Sons. – New York, 1986. – 520p.

Isotopic and geochemical signs of the chemogenic-biogenic nature of metalliferous sediments of the Triassic chert formation of Sikhote-Alin

E.V. Perevoznikova[1], V.T. Kazachenko[1]

1 – Far Eastern Geological Institute FEB RAS. Russia, 690022, Vladivostok, elenavalper@yandex.ru

The REE and Nd isotope concentration ratios in seawater, jasper protoliths, and Triassic metal-bearing sediments, due to their chemogenic-biogenic origin, were the same at the time of sedimentation (and during diagenesis). This explains the general features of REE spectra of jasper, manganese-silicate (composed mainly of Mn silicates) rocks and silicate-magnetite ores of the Samarkinsky and Taukhinsky terranes: increase of normalized (by chondrites) contents of light REE relative to heavy ones, presence of Eu-minimum and Gd-maximum. The Sm/Nd value in seawater and protoliths (sediments) of Triassic and Jurassic siliceous rocks (including jasper), Triassic silicate-magnetite ores, and manganese-silicate rocks of Sikhote-Alin in the Triassic and Jurassic time was close to the modern value (0.21). In metamorphosed metal-bearing sediments of the Triassic siliceous formation, the $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratio, which at the time of sedimentation was ~0.512055 and also corresponded to the values in seawater, is almost constant.

Keywords: metal-bearing sediments, Triassic Flint Formation, Sikhote-Alin.

УДК 551.332.26:550.4: 551.79 (571.6)

Геохимические индикаторы озерно-делювиального седиментогенеза в Северном Приохотье

Пожидаева Д.К.[1], Минюк П. С.[1], Бурнатный С.С.[1]

1 – ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило ДВО РАН, Россия, 685000, г. Магадан, ул. Портовая 16, pozhidaeva@neisri.ru

Получены геохимические данные осадков озер Гранд, Чистое, Грязевое. Геохимические параметры использованы для определения генезиса осадков, характеристики среды и условий седиментации, постседиментационных изменений. Биогенное накопление кремнезема, определенное по высоким значениям SiO_2/TiO_2 и концентрациям диатомовых водорослей, установлено в позднеголоценовых осадках озер Гранд и Грязевое. В оз. Чистое доминировало терригенное осадконакопление. Отношение Fe_2O_3/TiO_2 в сравнении с Fe_2O_3 служит показателем детритового и хемогенного (биогенное) происхождения железа.

Определены геохимические характеристики продуктов выветривания кислых и основных меловых пород, осадочных пород юрского возраста, плейстоценовых ледниковых отложений. Установлена зависимость геохимических параметров от размера зерен делювия. Показано, что с уменьшением размера фракций осадок обогащается Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, MgO, Ni, LOI, тонкие фракции характеризуются пониженными концентрациями SiO_2, Na_2O, K_2O, Ca_2O, высокими значениями CIA, PIA, Rb/Sr. Тренд выветривания коренных пород, грубозернистых и тонкозернистых озерных осадков указывает на локальные источники сноса.

Ключевые слова: Приохотье, геохимия, озера

Геохимический метод, наряду с биологическими, физическими, минералогическими методами являются важной частью лимнологических исследований. Значимость получаемых данных во многом зависит от их правильной интерпретации. В этой связи весьма актуальным является изучение характера взаимодействия поверхностных процессов в источниках сноса с озерными системами, способствующее выяснению причинно-следственных связей. Материал, оседающий в озерах, подвержен физическому, химическому и биологическому воздействию на всех стадиях формирования – от коренных источников, дезинтеграции и выветривания, транспортировки, осаждения до диагенетического преобразования. Делювиальные отложения играют важную роль в этом звене,

являясь главным источником материала, поступающего в озерные бассейны, особенно для озер северных горных территорий, где доминирует терригенное осадконакопление над биогенным и хемогенным. Озерные осадки, как правило, тонкозернистые алевритово-пелитового состава, с размером зерен менее 63 микрон. Во многих озерах гранулометрический состав осадков контролируется климатическими условиями. Например, в озерах Эльгыгытгын, Гранд осадки теплых стадий более грубозернистые, чем отложения, сформированные в холодные эпохи. Многие геохимические индикаторы осадков используются для определения относительного содержания биогенного кремнезема (SiO_2/TiO_2), хемогенного железа (Fe_2O_3/TiO_2), размерности зерен ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$), химического изменения детритового материала (индексы CIA, PIA), окислительно-восстановительных обстановок (Fe_2O_3/MnO) и др. При анализе данных эти отношения сравниваются с таковыми, полученными по продуктам выветривания пород из источников сноса (Минюк и др., 2020; Минюк, 2022).

Объектами исследования явились озерные осадки и делювиальные отложения, образованные по вулканогенным и осадочным породам, распространенным вблизи изученных озер и в удаленных районах**.**

Озеро Чистое (59°32.63' с.ш., 151°48.02’ в.д.) одно из крупнейших на Северо-Востоке, образовано около 11200 кал. лет тому назад. Максимальная мощность озерных осадков составляет 945 см (Минюк и др., 2023). Окружающие озеро сопки сложены нижнемеловыми базальтами, андезитами и их туфами, а также нерасчлененными верхнемеловыми породами, представленными дацитами, андезито-дацитами, риодацитами и их туфами, неогеновыми осадочными отложениями.

Оз. Грязевое (61°08,35′ с.ш., 152°19,95′ в.д.) (неформальное название) образовано в конце позднего плейстоцена около 26300 кал. лет тому назад. Мощность осадков достигает 780 см (Минюк и др., 2022). Продукты выветривания юрских осадочных и вулканогенных верхнемеловых пород, а также ледниковых отложений позднего плейстоцена, являются основным детритовым материалом, поступающим в озеро.

Оз. Гранд (51°53′ с.ш., 60°44’ в.д.) расположено в Хасынском районе Магаданской области. Оно образовано около 60000 лет назад. Осадки озера формировались в течение изотопных стадий 1-3. Окружающие озеро сопки сложены меловыми вулканогенными и юрскими осадочными породами, преимущественно вулканомиктовыми песчаниками. Меловые породы преобладают и представлены риолитами и их туфами (Минюк, 2022).

Делювиальные отложения, образованные по андезитам и гранодиоритам, опробованы в верховьях р. Ола (Ольском плато) и вблизи Магадана (Магаданский батолит).

Методика исследований. Бурение озер проводилось с использованием пробоотборника Ливингстона (Wright et al., 1984). Для комплексного исследования керн разделялся на сегменты длиной 0.5– 1 см. Объемные (5-10 литров) пробы из делювия отбирались со склонов сопок, из разных гипсометрических уровней. Каждая проба делювия разделена ситованием на следующие гранулометрические фракции: 2500, 500, 250, 140, 100, 63, 40 и <40 мкм. Последнюю фракцию взмучивали и исследовали материал, выпавший в осадок сразу (фракция 20 мкм), через 24 часа (фракция 5 мкм), а также неосажденную взвесь (фракция 1 мкм). Химический состав образцов изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа. Основные породообразующие элементы определены на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer, редкие элементы – на спектрометре VRA-30. Относительное количество органического материала оценено по величине потери при прокаливании (LOI) после прогрева проб до 550°C (2 часа) (Heiri et al., 2001).

Результаты исследований. Источники сноса и озерные осадки характеризуются различными концентрациями SiO_2. Низкие фоновые содержания кремнезема (без биогенной компоненты) свойственны осадкам озера Чистое. Биогенное накопление кремнезема, определенное по высоким значениям SiO_2/TiO_2 и концентрациям диатомовых водорослей, установлено в позднеголоценовых осадках озер Гранд и Грязевое. Накопление органики в озерах, определенное по величине потери при прокаливании, характерно для голоцена.

Для оценки вклада недетритового железа в общее использовано отношение железа к титану и сравнение его с распределением общего железа в осадках. По этим параметрам в осадках всех озер установлены интервалы детритового и хемогенного железа. Часто пики концентраций железа и Fe_2O_3/TiO_2 совпадают с высокими содержаниями фосфора и марганца, указывая на наличие аутигенного вивианита. В осадках озера Гранд аутигенное образование железа типично для осадков позднего плейстоцена, сформированных в холодном климате (МИС2), а также для отложений раннего голоцена. В озере Грязевое заметное накопление хемогенного железа произошло в раннем голоцене.

Относительный размер зерен озерных осадков оценен по отношению $ACN = Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$. Оксиды CaO и Na_2O использованы вместо SiO_2, чтобы исключить влияние биогенного кремнезема. Большие значения отношения характерны для тонких гранулометрических разностей осадков.

При интерпретации геохимических данных, полученных по озерным осадкам, использованы геохимические характеристики делювиальных отложений, распространенных вблизи исследованных озер. Исследовались различные фракция делювия, позволяющие оценить характер выветривания

коренных пород. Геохимические характеристики делювиальных отложений зависят от гранулометрии (рис. 1).

Известно, что в процессе химического выветривания пород происходит вынос подвижных элементов и обогащение немобильными (Nesbitt, Young, 1982, 1984). Например, с уменьшением размера фракций постепенно увеличиваются концентрации Al_2O_3, Fe_2O_3 в 2.0 и 2.7 раз, соответственно, и уменьшаются содержания SiO_2, Na_2O в 1.3 и 3 раза, соответственно (рис.1). В этой связи, при интерпретации геохимических данных озерных осадков, необходимо сравнивать данные, полученные не по коренным породам, а по продуктам выветривания, имеющих то же гранулометрический состав, как и озерные осадки.

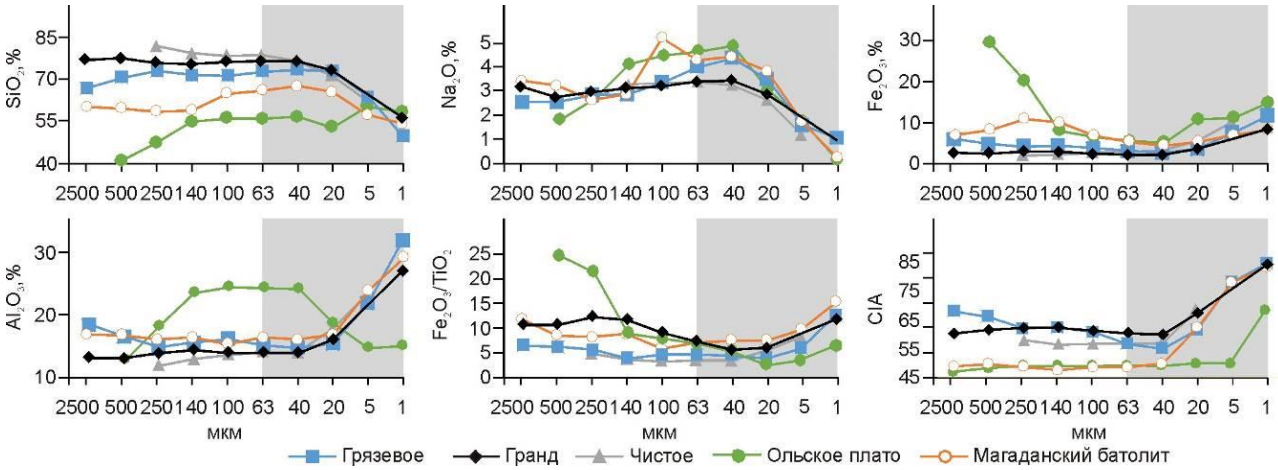


Рис. 1. Зависимость содержаний элементов и величины потери при прокаливании от размера гранулометрических фракций делювия. Серой полосой обозначен доминирующий гранулометрический размер озерных осадков

Отношение Fe_2O_3 к TiO_2, используемое для определения генезиса железа, во фракциях делювия не постоянно. Этот параметр уменьшается от фракции 2500 мкм до фракции 40 мкм и снова возрастает к фракции 1 мкм. Потери при прокаливании в самых грубых фракциях делювия составляет в среднем 2.9 %. Эти потери обусловлены минеральными изменениями в процессе нагрева проб. Резкий рост LOI наблюдается для алевритовой и пелитовой фракций, превышая первоначальные величины в 5–9 раз. Этот рост обусловлен преимущественно органической компонентой проб.

Индекс CIA (рис.2.) является показателями химического изменения пород, которое более интенсивно при теплом и влажном климате (Nesbitt, Young, 1982, 1984). Породообразующие минералы по-разному изменяются в процессе химического выветривания. Например, из минеральных компонентов гранитов, наиболее подвержены выветриванию плагиоклазы, затем щелочные полевые шпаты, наиболее стойким является кварц (Nesbitt et al., 1996).

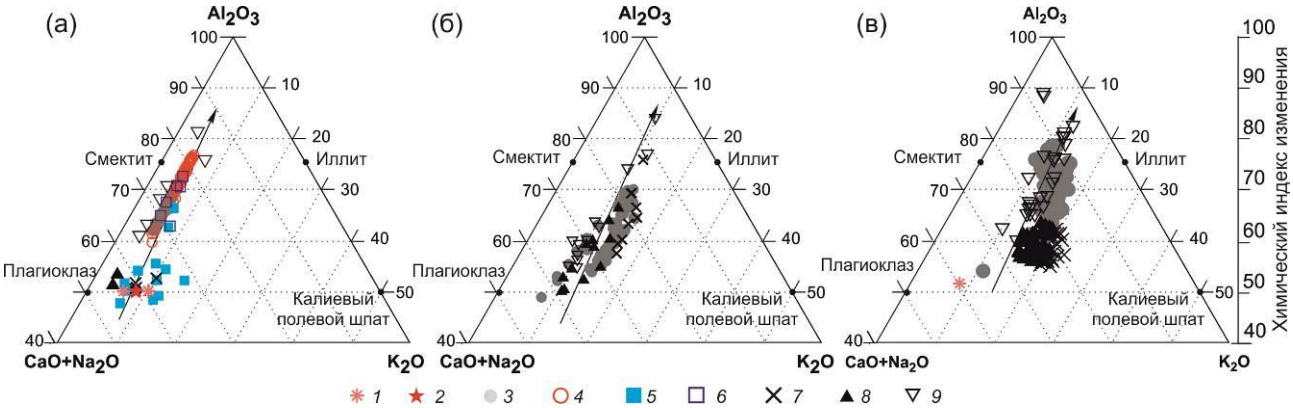


Рис. 2. Диаграмма, показывающая тренд выветривания коренных пород и осадков озер

(а) Чистое, (б) Грязевое, (в) Гранд: *1* – тефра кальдеры Курильского озера (7600 лет); *2* – позднеголоценовая тефра; *3* – осадки скважин; *4*–6 – поверхностные донные осадки оз. Чистое: *4* – алеврит; *5* – песок; *6* – песок восточной части озера; *7*–*9* – фракции делювия: *7* – 2500-250 мкм; *8* – 250-40 мкм; *9* – 40–1 мкм

О тренде выветривания можно судить по диаграмме АК–С–N ($(Al_2O_3–K_2O)–CaO–Na_2O$), в которой оксиды приводятся в молярных пропорциях (Nesbitt, Yang, 1984; Nesbitt et al., 1996). Линия тренда выветривания на АК—С—N диаграмме субпараллельна оси $(Al_2O_3—K_2O)—Na_2O$. Это означает, что вынос натрия доминирует над кальцием (рис. 2). Как и следовало ожидать, осадки тонких фракций, наиболее сильно измененные, расположены в верхней части диаграмм. Озерные осадки находятся на линии тренда выветривания в области распространения образцов гранулометрических фракций 20 и 1 мкм склоновых отложений.

Тренд выветривания коренных пород, делювия, грубозернистых и тонкозернистых озерных осадков указывает на локальные источники сноса. Вулканические пеплы химически изменены меньше по сравнению с вмещающими осадками.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-27-00444).

Литература:

Минюк П.С. Значение гранулометрического состава и физико-химических характеристик для интерпретации седиментогенеза озера Гранд // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63. – № 9. – С. 1253-1268

Минюк П.С., Борходоев В.Я., Бурнатный С.С. Геохимические исследования озерного седиментогенеза на Дальнем Востоке // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. – 2020. – № 1. – С. 57–73.

Минюк П.С., Пожидаева Д.К., Бурнатный С.С., Черепанова М.В., Курьина И.В., Назарова Л.Б. Комплексные исследования плейстоцен-голоценовых осадков озера Грязевое, Магаданская область // Материалы XIV школы-конференции «Проблемы Геокосмоса» (Санкт-Петербург. 3–7 октября 2022 г.). СПб.: Скифия-принт, 2022б. С. 40-47. DOI: https://doi.org/10.53454/978598620_40.

Минюк П.С., Пожидаева Д.К., Соцкая О.Т., Бурнатный С.С. Петромагнитные данные изменения природной среды голоцена в бассейне озера Чистое (Северное Приохотье) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. – 2023. – № 2. – С. 21–41.

Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // J. Paleolimnol. – 2001. – V. 25. – P. 101–110.

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. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // Geochem. Cosmochim. Acta. – 1984 – V. 48 – P. 1523—1534.

Nesbitt H.W., Young G.M., McLennan S.M., Keays R.R. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies // J. Geol. – 1996 – V. 104. – P. 525—542.

Wright Jr.E., Mann D.H., Glaser P.H. Piston corers for pea and lake sediments // Ecology. – 1984. – V. 65. – P. 657–659.

Geochemical indicators of lake-delluvial sedimentogenesis in the Northern Priokhotye

Pozhidaeva D.K.[1], Minyuk P.S.[1], Burnatny S.S.[1]

[1] North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute n.a.. N. A. Shilo FEB RAS, Russia, 685000, Magadan, st. Portovaya 16, pozhidaeva@neisri.ru ,

Geochemical data of sediments of the Grand, Chistoye, Gryazevoye lakes were obtained. Geochemical data were used to determine the origin of sediments as well as environmental, sedimentation, and post-sedimentation changes. **Biogenic accumulation of silica, determined by high SiO_2/TiO_2 values and concentrations of diatoms, was found in the Late Holocene sediments of the Grand and Gryazevoye lakes. In Chistoye Lake terrigenous sedimentation dominated. The ratio of Fe_2O_3/TiO_2 in comparison with Fe_2O_3 is an indicator of detritus and chemogenic (biogenic) origin of iron. Geochemical characteristics of the weathering products of acidic and basic Cretaceous rocks, sedimentary rocks of Jurassic age, Pleistocene glacial deposits are determined. The dependence of geochemical parameters on the size of deluvium grains has been established. It is shown that with a decrease in the size of fractions, the sediments are enriched with Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, MgO, Ni, LOI, thin fractions are characterized by reduced concentrations of SiO_2, Na_2O, K_2O, CaO, high values of CIA, PIA, Rb/Sr. The trend of weathering of bedrock, coarse-grained and fine-grained lake sediments indicates local sources of demolition.**

Keywords: Priokhotye, geochemistry, lake

УДК 553.411

Изучение золота зоны гипергенеза для целей прогноза золоторудной минерализации при проведении ГРР

Позднякова Н.Н.[1], Зубова Т.П.[1]

1 – ФГБУ «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов». Россия, 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1, natali-silver@bk.ru, zubova@tsnigri.ru

Рассматриваются изменения основных признаков видимого золота в экзогенных условиях. Показано, что они информативны для частиц разной крупности, зависят от типа рудной минерализации и в комплексе с минералого-геохимическими методами эффективны при интерпретации результатов на любой стадии ГРР

Ключевые слова: типоморфизм самородного золота, кора выветривания

При работе на золоторудных объектах России собранный фактический материал показывает, что степень его изменения в экзогенных условиях определяется разными факторами, в том числе морфогенетическим типом коры выветривания, её зрелостью и генезисом россыпей. Наиболее глубокие гипергенные изменения рудного вещества происходят в верхних горизонтах профиля выветривания (зоне гидролиза) остаточных кор выветривания, а также в контактово-карстовых и карстовых корах. В зоне гидратации и выщелачивания, несмотря на сильную глинизацию коренного субстрата, наиболее полно сохраняется информация о рудной минерализации, спектре околорудных метасоматических изменений (Геолого-генетические основы…, 1995).

Преобразования золота в ряду коренной источник – кора выветривания – россыпь наиболее отчётливо проявлены у частиц крупнее 0,25 мм, которые наиболее часто встречаются в золотокварцевой, золото-полисульфидно-кварцевой, золото-скарновой минерализациях. По этим типам часто формируется линейно-площадная кора выветривания с золотом гравитационных классов крупности (60-90%) и крупные россыпи.

В остаточной линейно-площадной коре выветривания по этим типам в целом сохраняется морфология рудного золота; на 70-90% преобладают частицы комковидной формы, кристаллы, в меньшем количестве присутствуют трещинно-прожилковые и дендритовидные выделения; широко распространено золото в срастании с кварцем, часто обохренным, ожелезнённым, с окисленными и полуокисленными сульфидами; нередко с сохранившимися примазками гидроксидов железа и глинистых минералов в углублениях. В зависимости от интенсивности корообразовательных процессов, происходит «растворение» поверхности золотин с образованием корродированного рельефа; частицы становятся «оглаженного/оплавленного» облика. Оглаженность часто путают с окатанностью, приобретённой золотинами при перемещении в россыпи.

Внутреннее строение остаточного золота в зоне гипергенеза преобразуется, а степень таких изменений зависит от интенсивности выветривания. Структуры сопровождаются появлением и разрастанием межзерновых весьма высокопробных прожилков и обособлений, формированием диффузионных зон в результате выноса Ag и других элементов-примесей, занозисто-губчатым микропористым краем, образованием различных мощностей коррозионных оболочек, вплоть до полного преобразования частиц золота без сохранения его реликтов с повышением пробности на 30-50‰ (Атлас…, 2015). Встречается новообразованное (гипергенное, вторичное) золото натёчно-почковидной формы, охристо-коричневого цвета с ямчато-бугорчатым микрорельефом.

В щебнисто-глинистом материале коры выветривания возможно проседание золотин, в результате таких механических воздействий возникают нарушения структуры золота, выраженные в образовании линий скольжения по периферии частиц, деформации его двойников, а на их поверхности появляются единичные борозды и шрамы (Зубова и др., 2022).

По мере удаления от коренного источника, *в пролювиальных и делювиально-пролювиальных россыпях*, золотины уплощаются, незначительно окатываются (до полуокатанного класса), выступы обминаются. Золото нередко находится в срастании с кварцем. На его поверхности сохраняются примазки гидроксидов железа, часто образуются борозды и шрамы волочения.

В *россыпях ближнего сноса* коррозионная оболочка неравномерно истирается за счёт слабых гидравлических перемещений. В структуре золота отмечается размытие границ зёрен и перекристаллизация коррозионного слоя.

При значительном удалении от коренного источника в россыпях золото очищается от минеральных примесей, которые сохраняются только в углублениях, уплощается, ещё сильнее окатывается (до средне- и хорошо окатанного), поверхность его выравнивается и уплотняется.

Дальнейшие преобразования остаточного самородного золота в россыпях также отражаются и в структуре золота.

Подобные закономерности изменения золота в зоне гипергенеза характерны и для других типов рудной минерализации с мелким и тонким золотом.

Интерпретация результатов изучения самородного золота совместно с анализом вещественного состава коры выветривания и её геохимических особенностей применялись при проведении поисковых работ на Укырской площади (Республика Бурятия). Объект исследований находится в южной части Сосновского рудно-россыпного узла. В геологическом строении площади участвуют палеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные породы олдындинской свиты нижнего кембрия, прорванные интрузивными гранитоидными телами Витимканского комплекса, раннепалеозойского возраста, с внедрением которого связано формирование железорудной и полиметаллической минерализаций. В пределах площади широко развиты коры выветривания мел-палеогенового возраста, преимущественно остаточные линейно-площадные при несущественном влиянии карстовых процессов. Золотоносная кора выветривания в пределах минерализованных зон формируется по силикатной составляющей среди известняков (Агибалов и др., 2023).

В результате проведённых исследований было установлено, что источником золота в зоне окисления были золотосульфидная и золотокварцевая минерализации.

Золотосульфидная минерализация в коре выветривания приурочена к участкам интенсивного ожелезнения. Повышенные содержания Au 1-9 г/т (по данным масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой – ИСП МС) отмечаются в гидроксидах железа (псевдоморфозы по сульфидам) и алевро-пелитовой фракции, состоящей из гётита и серицита, а также высокими значениями As, Cu, Zn, Ag, Pb. Она представлена тонкодисперсным, пылевидным золотом, часто находящимся в виде скоплений микровключений округлой, червеобразной форм в агрегатах оксидов-гидроксидов железа тёмно-коричневого цвета, имеющих нередко почковидное, зональное, колломорфное строение, либо – в окисленном пирите.

Свободное видимое золото из алевро-пелитовой фракции отличается преобладанием частиц размером < 0,1 мм, реже 0,1-0,25 мм, их «рудным» обликом, жёлтым и зеленовато-жёлтым цветами, разнообразными формами выделений (объёмные сростки кристаллов, в т.ч. с заметными ступенями роста и округлым завершением, с гладкой и бугорчатой поверхностями; средней уплощённости гемиидиоморфные частицы, иногда с признаками дендритного роста, с острыми краями, с мелкоямчатой поверхностью и редкими на ней отпечатками минералов; трещинно-прожилковидные разности) (рис. 1). В углублениях поверхности золота сохраняются гидроксиды железа рыже-коричневого цвета, агрегаты глинистых минералов, постоянно отмечаются (по данным сканирующей электронной микроскопии – СЭМ) повышенные содержания Fe, Zn, Cu, иногда Mo (продукты разложения пирита, халькопирита, сфалерита, молибденита и др.).

Микровключения галенита и арсенопирита также обнаружены в полированных срезах золотин (см. рис. 1). Пробность золота (по данным рентгеноспектрального микроанализа – РСМА) средняя и высокая, колеблется в интервале 896,4-904,2‰, постоянно присутствует примесь Te (0,10-0,13 мас.%).

Структура золота характеризуется зернистым двойниковым внутренним строением с участками обособлений амёбообразных форм, образующихся в результате распада твёрдых растворов за счёт примеси Te (см. рис. 1). На незначительные преобразования золотин в гипергенных условиях указывают маломощные коррозионные каймы весьма высокой пробности с тонкозернистым строением на выступах и ответвлениях с признаками выщелачивания; а в результате механических перемещений, полученных при просадке частиц – деформации (изгибания) двойников и образование линий трансляций в краевых частях золотин.

На участке проявления *золотокварцевой минерализации* отмечаются многочисленные дезинтегрированные прожилки лимонитизированного кварца, в шлиховых пробах из коры выветривания также встречаются обломки призматических кристаллов коричневого турмалином размером 0,5-0,75 мм.

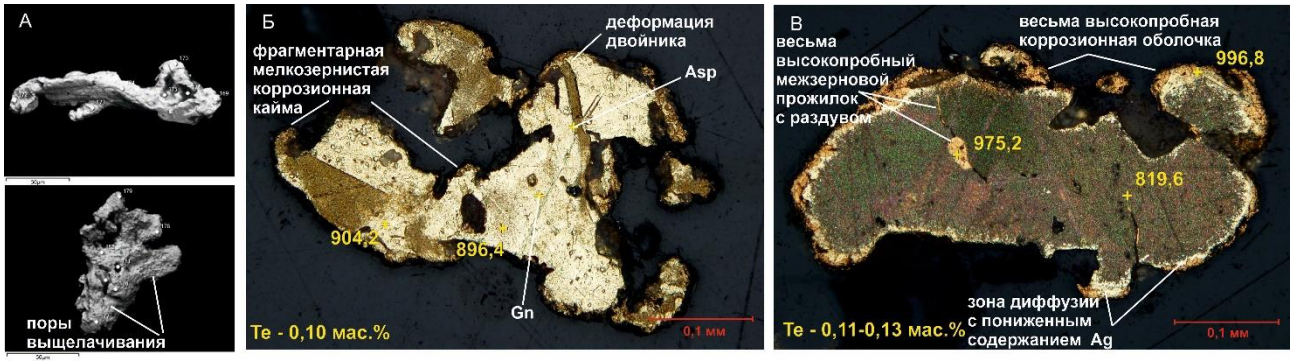


Рис. 1. А – морфология золотин –трещинно-прожилковидная и дендритовидная частицы с выщелоченной оглаженно-ровной поверхностью, со скоплениями агрегатов глинистых и породообразующих минералов (класс крупности -0,1 мм); Б, В – структура золота средне-высокопробного (‰) с примесью Te разнозернистая, двойниковая, с участками распада твёрдых растворов, с включениями микрозёрен галенита (Gn), арсенопирита (Asp) и преобразованиями в зоне гипергенеза (весьма высокой пробности межзерновые прожилки с раздувами, слабо выщелоченная коррозионная кайма разной мощности и тонкозернистого строения на выступах и ответвлениях, с чёткой диффузионной зоной, обеднённой Ag) и при просадке (деформация двойников и линии трансляции между зёрнами и в краевых частях). Республика Бурятия, Укырская площадь, участок Сохайский. А – электронный микроскоп, Б – монтир. полир. шлиф, 1 травление CrO_3+HCl. Фото: Позднякова Н.Н.

Для данной минерализации характерны более крупные (0,15-0,5 до 1,35 мм) золотины, в большинстве случаев, находящиеся в срастании с кварцем. Изученное золото жёлтого цвета, различной морфологии (гемиидиоморфное, сростки кристаллов, трещинно-прожилковидное) и уплощённости, с мельчайшими округлыми наростами на выступах, поверхность его ямчато-ячеистая, местами «оглаженная», в разной степени выщелоченная, с отпечатками от вмещающих минералов (рис. 2). Пробность отдельных золотин (по данным РСМА) высокая и весьма высокая, составляет 940,6-985,2‰; среди элементов-примесей встречается повышенное количество Cu (0,07-1,13-мас.%).



Рис. 2 А – морфология золотин – «рудного» облика гемиидиоморфные, трещинно-прожилковидные частицы, сростки кристаллов, с оглаженными в результате растворения выступами, мелкими округлыми наростами на выступах, с включениями бесцветного прозрачного кварца (Q), в углублениях выщелоченных бугорчато-ровной и ямчато-ячеистой поверхностей и между сросшимися кристаллами сохраняются скопления агрегатов глинистых минералов, гидроксидов железа (Fe) (класс крупности -0,5 мм); Б, В – моно-, разнозернистая, двойниковая структура золота высокой и весьма высокой пробности (‰), с участками распада твёрдых растворов, начальной рекристаллизацией матрикса, с признаками длительного пребывания в глинистой коре выветривания – с тонкой занозистостью краёв на выступах, местами прерывистая мелкозернистая коррозионная оболочка весьма высокой пробности и их отсутствием. Республика Бурятия, Укырская площадь, участок Сохайский. А – электронный микроскоп, Б – монтир. полир. шлиф, 3 травление CrO_3+HCl. Фото: Позднякова Н.Н.

Внутреннее строение золота монокристаллическое и разнозернистое, двойниковое, частично рекристаллизованное, тонконеоднородное, с единичными глобулярными структурами распада в результате повышенной примеси Cu (см. рис. 2). Структура большей части золотин не изменена коровыми процессами. Однако у некоторых частиц в результате их относительно длительных пребываний в состоянии покое в зоне гипергенеза сформировалась весьма высокопробная перекристаллизованная тонкозернистая коррозионная оболочка с тонкозанозистым глубоко изрезанным краем, которая становится отчётлива видна при многократном ступенчатом травлении раствором CrO_3+HCl полированных монтированных частиц в искусственных шлифах.

Для золота из коры выветривания обоих типов рудной минерализации характерны как правило неглубокие гипергенные изменения. Существенного переотложения золота или обогащение им каких-либо горизонтов в остаточной коре выветривания неполного профиля не отмечается.

Золото *из* перекрывающих кору выветривания *делювиально-пролювиальных отложений* сохраняет признаки, свойственные для золота из коры выветривания, что свидетельствует о присутствии под ними коренного источника, в данном случае – золотоносной коры выветривания, развивающейся по зоне с золотосульфидной и золотокварцевой минерализациями. Встреченные в пробах единичные золотины со слабой окатанностью, свидетельствуют о незначительном перемыве и перемещении коры выветривания, что подтвердили проведённые горно-буровые работы.

Полученные данные по типоморфизму золота независимо от его крупности и в комплексе с изучением вещественного состава коры выветривания, могут эффективно использоваться при интерпретации результатов на любой стадии ГРР: при проведении геологических маршрутов, опробовании водотоков, площадных шлихо-геохимических работах, проходке горно-буровых выработок.

Особенности золота и его преобразования в экзогенных условиях, наряду с другими минералого-геохимическими методами, позволяют установить тип рудной минерализации, что влияет на выбор видов анализов для определения достоверных содержаний золота.

При развитии коры выветривания по прожилково-вкрапленной золотосульфидной минерализации содержания золота хорошо определяются пробирным с атомно-абсорбционным окончанием и золото-спектральным анализами. Если источником золота были кварцевые жилы с крупным самородным золотом, оправданным является отбор шлиховых проб и их промывка, традиционно применяемые при поисках и разведке россыпей. При совмещении разных типов минерализаций необходим комплексный подход к их изучению.

Литература

Агибалов О.А. «Отражение золотоносной минерализации кор выветривания в минералогических и геохимических аномалиях на примере отдельных участков Еравненской перспективной площади (Республика Бурятия)» О.А. Агибалов, Т.П. Зубова, Н.Н. Позднякова // Отечественная геология – 2023. – № 1 – С. 34-45

Атлас «Самородное золото рудных и россыпных месторождений России» / Л.А. Николаева и [др.]; под ред. Б.К. Михайлова. – 2-е изд., перераб. и доп. – М, .2015. – 200 с.

Геолого-генетические основы прогноза и поисков месторождений золота в корах выветривания / Н.М. Риндзюнская и [др.]; под ред. Н.К. Курбанова. – М., ЦНИГРИ. –1995 –128 с.

Зубова Т.П. «Минералого-геохимические поисковые признаки золото-полисульфидно-кварцевого оруденения в ряду: «коренной источник — кора выветривания — россыпь» (на примере Урала). Т.П. Зубова, Н.Н. Позднякова // Отечественная геология –2022. – № 1 – С. 49-58

A study of native gold from the hypergenesis zone for the purpose of forecasting for gold mineralization during geological exploration

Pozdnyakova N.N.[1], Zubova T.P.[1]

[1] Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Russia, 117545, Moscow, Varshavskoe sh, 129 bld 1, natali-silver@bk.ru, zubova@tsnigri.ru

Variations in the main features of visible gold under exogenous conditions are considered. It is shown that they are informative for the particles of different sizes; depend on the type of the ore mineralization; and, combined with mineralogical and geochemical technigues are effective in interpreting the results of any phase of geological exploration.

Keywords: native gold typomorphism, weathering crust

УДК 550.4: 552.578
Нефтегазовые коллекторы триасовых отложений Скифско-Туранской платформы

Попков И.В., Попков В.И., Дементьева И.Е.

Кубанский государственный университет. Россия, 35040, г. Краснодар, ул. Ставропольская, 149, geoskubsu@mail.ru

Отложения триаса Скифско-Туранской платформы, залегающие на значительных глубинах, практически утратили первичные емкостно-фильтрационные свойства. Образование вторичных коллекторов происходит в результате вторжения в них глубинных флюидов. Этот процесс сопровождается гидроразрывом пластов, образованием дополнительных трещин, формированием вторичных пустот метасоматического происхождения. В результате образуются вторичные резервуары сложной морфологии, заполняемые углеводородами.

Ключевые слова: коллекторы, глубинные флюиды

Коллекторские свойства пород в условиях больших глубин в подавляющем большинстве случаев являются вторичными и имеют метасоматическую природу. Размеры участков их развития в рассмотренных ранее примерах строения конкретных месторождений УВ (Попков и др., 2022; 2023) укладываются в размеры антиклинальных структур, что отражает, по нашему мнению, масштабы латеральной составляющей воздействия агрессивных флюидов на доюрские отложения Скифско-Туранской платформы. Это воздействие обусловлено (Лукин, 2002; Попков, Попков, 2021; Попков и др., 2023), во-первых, повышенной (для стратисферы) энергетикой глубинных инверсионных вод, а во-вторых, их активным и многогранным физико-химическим воздействием на породы. Первое является фактором формирования гидродинамических аномалий с их активной деформирующей ролью. Второе – сочетанием аномально низкой вязкости газоводяных систем критического состояния, связанных постепенными переходами с перегретыми маломинерализованными водами, их повышенной агрессивностью по отношению к практически всем минеральным компонентам пород.

Литокатагенные подземные воды (рассолы хлоркальциевого типа) находятся в квазиравновесном состоянии с вмещающими породами (Ларичев, Попков, 2013а, 2013б). При вторжении в эту флюидопородную систему перегретых маломинерализованных вод с высоким щелочным резервом и с повышенными парциальными давлениями кислых газов происходит растворение карбонатных, силикатных и кремнеземных минеральных фаз. В данном случае деформационное разуплотнение пород сочетается с активным метасоматическим разуплотняющим эффектом (Лукин, 2002; Попков и др,, 2022, 2023)

Эти заключения находятся в соответствии с известными данными о строении триасовых резервуаров и залежей УВ. Лабораторные исследования кернового материала показали (Кузнецов и др., 1978; Чербянова и др., 1984), что в продуктивной вулканогенно-карбонатной толще триаса присутствуют трещинные, порово-трещинные и каверново-поровый типы коллекторов. Матрицей трещинных коллекторов являются участки породы, лишенные трещин. Проницаемость водонасыщенной матрицы имеет крайне низкие значения, не превышающие $0.01x10^{-3}$ мкм^2. Емкостью порово-трещинных коллекторов служат первичные и вторичные пустоты. Вторичные коллекторы приурочены к участкам наложенной доломитизации, т.е. имеют метасоматическую природу. Аналогичное происхождение имеют и каверново-поровые коллекторы, связанные с кавернозными доломитами.

Характерно, что в прослоях кристаллических и пелитоморфных известняков присутствуют реликты раковин микроорганизмов, оолитов, карбонатных обломков. Реликты первичной органогенной, оолитовой или обломочной структур сохранились и в доломитах, карбонатно-кремнистых породах. Последние являются продуктом интенсивного окремнения известняков и доломитов. Определенная часть объема вторичных пустот (тупиковые части трещин, трещины с раскрытостью менее 2 мкм^2) занята остаточной водой. Коллекторы трещинного типа присутствуют во всех типах пород (Кузнецов и др., 1978; Чербянова и др., 1984).

Установлено, что горизонты вторичных коллекторов, развитых в различных литологических разностях пород, образуют в триасовом разрезе месторождений единый резервуар сложной морфологии (Попков и др., 2023). Средние значения трещинной пористости при этом сохраняются независимо от исходного состава пород. Изменение мощности каверновых коллекторов происходит за счет замещения, а не выклинивания кавернозных пород, о чем свидетельствует постоянство мощности продуктивных пачек. Положение водонефтяных и газоводяных контактов достоверно не обосновано ни по одной залежи как методами промысловой геофизики, не позволяющими оценить характер насыщения коллекторов, так и результатами опробования ввиду отсутствия объектов, из которых получены притоки пластовой воды ниже границы залежей.

Изложенное выше может быть продемонстрировано на примере хорошо изученного Северо-Ракушечного газоконденсатного месторождения, располагающегося в пределах Песчаномысско-Ракушечной зоны сводовых поднятий Южно-Мангышлакского прогиба. Месторождение является типичным и наиболее наглядным примером вертикально-инъекционного внедрения глубинных агрессивных флюидов, сопровождающегося формированием гидрохимических и гидродинамических аномалий, а также сопутствующих им процессов эпигенетического порообразования в глубокопогруженных комплексах пород (Попков и др., 2023).

Месторождение Северо-Ракушечное прилегает с юго-востока к взбросо-сдвигу северо-восточного простирания. Газоконденсатные залежи приурочены к вулканогенно-карбонатной толще среднего триаса (залежи А и Б) и байосскому горизонту Ю-Х. Зона разуплотнения проходит через свод поднятия. К ней приурочены наиболее опресненные воды сульфат-натриевого типа с минерализацией 15,7–20,1 г/л (рис. 1). Здесь же фиксируются и высокие значения коэффициента негидростатичности (Кнг), достигающие 1,1–1,4. По мере удаления к крыльям поднятия возрастает минерализация вод до 62–73 г/л, тип их переходит в хлоркальциевый, отношение rNa/rCl снижается до 0,53–0,73 (скв. 13, 15, 18), а Кнг уменьшается до 0,94–0,97 (скв. 18, 30). При росте минерализации пластовых вод от свода структуры к крыльям на фоне снижения Кнг проявляется строгая взаимосвязь между минерализацией и Кнг.

Гидрохимическая, гидродинамическая аномалии и их площадная зональность, величина Кнг также тесно связаны со структурным планом месторождения. При удалении от свода к крыльям с увеличением глубины кровли коллектора происходит уменьшение величины Кнг как в пределах основной залежи, так и в опущенном северо-западном блоке, причем градиент в целом для залежи остается единым.

Для структур Песчаномысско-Ракушечной зоны сводовых поднятий Южно-Мангышлакского прогиба отмечена общая особенность: в контуре нефтегазоносности карбонатного коллектора (пласты "А", "АБ", "Б") установлен вторичный тип коллектора представленный, в основном, доломитами и доломитизированными известняками, а за его пределами известняками, незатронутыми процессами вторичных преобразований, пористость которых менее 3%

Составленные карта толщин карбонатного пласта T_2–А и карта эффективных и газонасыщенных толщин коллектора Северо-Ракушечного месторождения имеют высокий элемент подобия, что может свидетельствовать о связи процессов выщелачивания известняков, их доломитизации (гидрохимический эпигенез и метасоматоз) и насыщения сформировавшейся эффективной емкости УВ.

Изложенное выше указывает на то, что основные каналы внедрения агрессивных (углекислых) флюидов тяготели к своду структуры, наиболее подверженному деформациям растяжения, приводящим к образованию участков повышенной тектонической трещиноватости низкопроницаемых пород. Процессы выщелачивания образуют емкость резервуара, заполняемого мигрирующими флюидами, обладающими высоким газосодержанием. Все это сопровождается формированием контрастных гидродинамических аномалий, пространственно совпадающих с зонами максимальных значений эффективных газонасыщенных мощностей каверновых коллекторов.

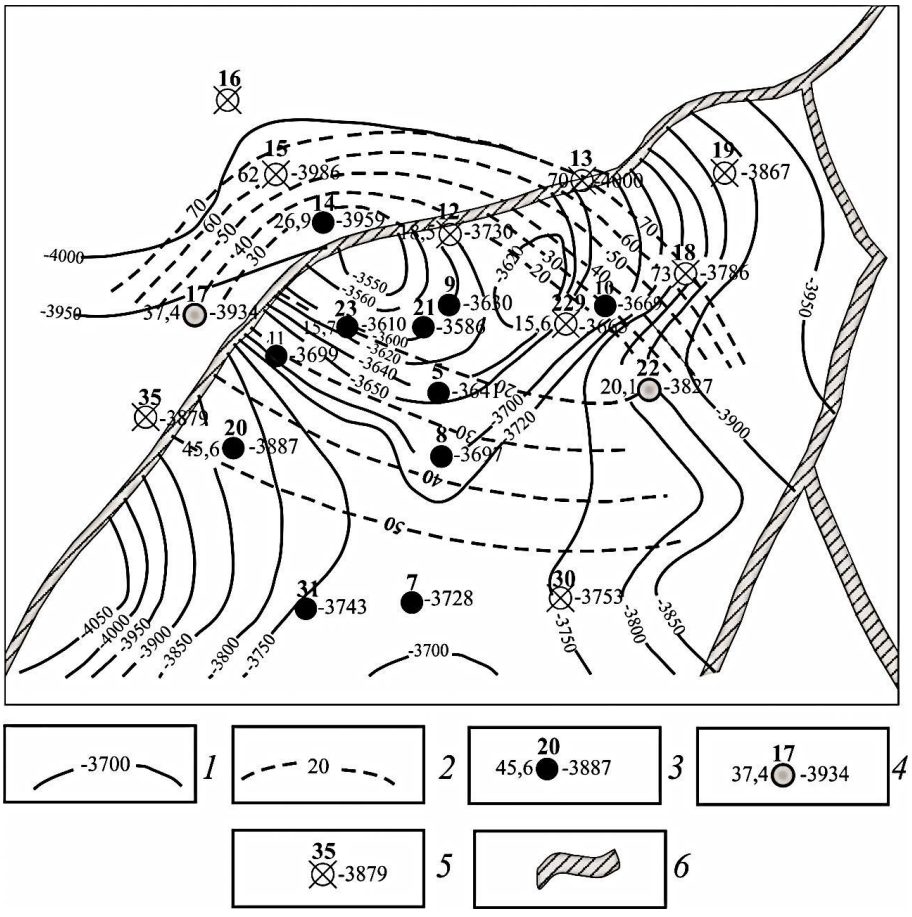


Рис. 1. Схема гидрохимической зональности месторождения Северо-Ракушечное

1 – изогипсы по кровле пласта “А”; 2 – изоминеры, г/л; 3–5 – скважины: 3 – продуктивные, 4 – с непромышленным притоком, 5 – ликвидированные; 6 – разломы по данным сейсморазведки.

С удалением от каналов внедрения флюидальной системы и ареала их внутрипластовой разгрузки происходит не только выравнивание пластовых давлений и гидрохимического фона, но и исчезновение эффективной емкости пород на фоне перехода доломитов и доломитизированных известняков, контролирующих залежь, в практически лишенную проницаемости матрицу,

представленную известняками. Незатронутые процессами выщелачиванием известняки вне контура нефтегазоносности (матрица), характеризуются значением удельного веса около 2,68 г/см^3, в то время как внутри контура среднее значение плотности доломитизированных разностей коллектора составляет 2,78 г/см^3. То есть, процесс доломитизации сопровождается повышением плотности вступивших в реакцию известняков, а течение самой реакции подчиняется закону Ла-Шателье, в результате чего формируется дополнительная емкость.

Таким образом, формирование вторичных коллекторов, залежей УВ, гидрохимических и гидродинамических аномалий месторождения представляется следствием проявления единого природного процесса, связанного с вторжением глубинных агрессивных флюидов.

Заключение. Изучение условий локализации скоплений УВ в глубокозалегающих горизонтах других нефтегазоносных регионов (Дюнин, Корзун, 2005; Ларичев, Попков, 2013а, 2013б; Попков, Попков, 2022) показало, что в условиях низкопроницаемого разреза четко проявляется локализованный, «островной» характер гидрохимических и гидродинамических аномалий, гидродинамическая разобщенность которых не допускает интерполяцию численных значений гидрогеологических параметров через зоны отсутствия латеральной проницаемости и выполнять соответствующие региональные гидродинамические построения. Их образование связано с вторжением в осадочный чехол высокоэнергетичних агрессивных глубинных флюидов. Этот процесс сопровождается разуплотнением низкопроницаемых толщ, образованием дополнительных трещин, формированием вторичных пустот метасоматического происхождения. Такие породы, залегающие среди более плотных и менее трещиноватых разностей, получили название «улучшенных коллекторов» или «коллекторов в зонах разуплотнения», образуют пространственно замкнутые резервуары сложной морфологии, заполняемые УВ. Соответственно, в условиях (квази)закрытой гидродинамической системы при локализации скоплений нефти и газа структурный фактор (наличие антиклинали) не является определяющим.

Совпадение в плане гидрогеохимических и гидродинамических аномалий, участков коллекторов с более высокими емкостными параметрами, их мозаичный, очаговый характер, отчетливые следы метасоматоза свидетельствуют об их генетической взаимосвязи. Трассерами восходящих потоков (супер)глубинных флюидов являются разнообразные по составу частицы самородных металлов, природных сплавов и интерметаллидов, обнаруженных в метасоматических коллекторах многих месторождений (Лукин, 2009).

Установление генетической взаимосвязи гидрогеологических аномалий и нефтегазоносности глубокопогруженных горизонтов НГБ может рассматриваться в качестве поискового критерия. К примеру, на территории Южного Мангышлака, отличающейся очень высокой изученностью триасовых отложений, все известные месторождения УВ приурочены к структурам, где в разрезе присутствуют глубинные опресненные воды. И, наоборот, на площадях, выведенных из разведки с отрицательными результатами, гидрохимических аномалий нет. В этих условиях большое значение приобретает картирование вертикальных каналов миграции глубинных флюидов и очагов разуплотнения (дилатансии) в глубоких горизонтах, успешно решаемое сейсморазведкой современных модификаций.

Благодарности: *исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда №23-27-00037.*

Литература

Дюнин, В. И. Гидрогеодинамика нефтегазоносных бассейнов / В. И. Дюнин, А. В. Корзун. – М. : Научный мир, 2005. – 254 с.

Кузнецов, В. В. Нефтегазовые коллекторы продуктивных триасовых отложений Южного Мангышлака / В. В. Кузнецов, В. А. Проняков, А. В. Инюткина, В. П. Вандюк, В.П. Котов // Оценка параметров карбонатных коллекторов и геометризация залежей нефти в различных геотектонических условиях на территории СССР. – Пермь, 1978. – С. 36-37.

Ларичев, В. В. Гидрохимические условия глубокопогруженных нефтегазоносных комплексов / В. В. Ларичев, В. И. Попков // Геология, география и глобальная энергия. – 2013. – № 4 (51). – С. 101-112.

Ларичев, В. В. Гидродинамические условия глубокопогруженных нефтегазоносных комплексов / В. В. Ларичев, В. И. Попков // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. – 2013. – Т. 10. – № 4-1. – С. 76-79.

Лукин, А. Е. Гипогенно-аллогенетическое разуплотнение – ведущий фактор формирования вторичных коллекторов нефти и газа / А. Е. Лукин // Геол. журн. – 2002. – № 4. – С. 15-32.

Лукин, А. Е. Самородно-металлические микро- и нановключения в формациях нефтегазоносных бассейнов – трассеры суперглубинных флюидов / А. Е. Лукин // Геофиз. журн. – 2009. – Т. 31. – № 2. – С. 61-92.

Попков, В. И. Зоны разуплотнения в доплитных комплексах Скифской платформы – возможный объект поисков скоплений нефти и газа / В. И. Попков, И. В. Попков, И. Е. Дементьева // Булатовские чтения. – 2022. – С. 120-123.

Попков, В. И. Литогенез, коллекторские свойства и флюидодинамика доплитных комплексов Скифско-Туранской плиты / В. И. Попков, И. В. Попков // Экзолит - 2022. Литология осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Годичное собрание (научные чтения). – М. :, 2022. – С. 107-109.

Попков, В. И. Структура глубокопогруженных комплексов осадочных бассейнов: гидрогеологические аномалии и нефтегазоносность как следствие внедрения глубинных флюидов (на примере месторождений Южного Мангышлака) / В. И. Попков, В. В. Ларичев, И. В. Попков // Геотектоника. – 2023. – № 3. – С. 41-66. DOI: 10.31857/S0016853X23030050

Попков, В. И. Экзогенные и эндогенные факторы в формировании коллекторов в породах фундамента / В. И. Попков, И. В. Попков // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Коллективная монография по материалам XI Всероссийской научно-технической конференции с международным участием "Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа (ГЕОКАВКАЗ 2021)". – М. 2. : ИИЕТ РАН, 2021. – С. 142-147.

Чербянова, Л. Ф. Литологические особенности и коллекторские свойства триасового вулканогенно-карбонатного комплекса Южного Мангышлака / Л. Ф. Чербянова, В. И. Попков, В. А. Проняков // Геология нефти и газа. – 1984. – № 11. – С. 55-59.

Oil and gas reservoirs of Triassic deposits of the Scythian-Turanian platform

Popkov I.V., Popkov V.I., Dementieva I.E.

Kuban State University. Russia, 35040, Krasnodar, Stavropol str., 149, geoskubsu@mail.ru

The deposits of the Triassic of the Scythian-Turanian platform, lying at considerable depths, have practically lost their primary reservoir-filtration properties. The formation of secondary reservoirs occurs as a result of the intrusion of deep fluids into them. This process is accompanied by hydraulic fracturing, the formation of additional cracks, the formation of secondary voids of metasomatic origin. As a result, secondary reservoirs of complex morphology are formed, filled with hydrocarbons.

Keywords: collectors, deep fluids

УДК 550.4: 552.578

Причины сохранения первичной пористости в нижнетриасовых песчаниках Южно-Мангышлакского нефтегазоносного осадочного бассейна

Попков В.И., Попков И.В.

Кубанский государственный университет. Россия, 35040, г. Краснодар, ул. Ставропольская, 149, geoskubsu@mail.ru

Коллекторы, содержащие скопления нефти и газа в триасовых отложениях Южного Мангышлака, имеют, как правило, эпигенетичный характер. Однако, на отдельных площадях в нижних горизонтах триасового разреза установлено присутствие аркозовых песчаников, сохранивших первичные емкостно-фильтрационные свойства. Причиной этого является наличие в них жесткого минерального каркаса, препятствовавшего уплотнению пород при погружении на значительные глубины.

Ключевые слова: литология, катагенез, коллекторы

Триасовые отложения Южно-Мангышлакского нефтегазоносного осадочного бассейна, с которыми связаны основные перспективы открытия новых скоплений УВ, 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.

Основные скопления УВ в триасовом разрезе связаны с вулканогенно-карбонатной формацией позднеоленекско-среднетриасового возраста. Лабораторные исследования показали, что в ее составе присутствуют трещинные, порово-трещинные и каверново-поровые коллекторы (Коростышевский, Кузнецов, 1979; Кузнецов и др., 1978; Чербянова и др., 1984). 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 позднеоленекский (Попков, Письменная, 1986). Сложена она переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками, чередующимися с многочисленными прослоями туфов. Отсутствует в разрезе на юге и западе Жетыбай-Узеньской ступени, достигая максимальной мощности в северной ее части. Продуктивность карбонатно-терригенной толщи доказана в пределах Южно-Жетыбайско–Тенгинской антиклинальной зоны (месторождения Южный Жетыбай, Тасбулат и др.). Коллекторскими свойствами в ее составе обладают, прежде всего, аркозовые песчаники мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые. Последние иногда визуально пористые (Чербянова и др., 1984).

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 мкм^2. Открытая (межзерновая) пористость аркозовых песчаников изменяется от 3 до 13 %, а поровая проницаемость от 0,0001 до 0,007 мкм^2. 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 (Чербянова и др., 1984) отличаются от аркозовых плохой сортировкой обломочного материала, увеличением до 35 % количества цемента (обычно гидрослюдистого, кварцевого), появлением обломков (до 15–30 %) микрокварцитов, слюдистых кварцитов, кислых и средних эффузивов. В низах толщи в песчаниках фиксируется примесь грубообломочного известковистого органогенного 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. м^3/сут и 72 м^3/сут, соответственно. На Тасбулатском месторождении в скважине № 10 получены притоки нефти (121 м^3/сут) и газа (156 тыс. м^3/сут). В скважине № 1 площади Каменистая дебит нефти из этой части разреза составил 16,8 м^3/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 емкосто-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 нефтегазопоисковый 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 (Попков, Попков, 2019а; 2019б): 1) нижний интенсивно дислоцированный досреднекаменноугольный (?) комплекс, породы которого испытали метаморфогенные преобразования, соответствующие зеленосланцевой стадии регионального метаморфизма, а также были прорваны гранитоидными интрузиями каменноугольного возраста (Попков. Попков, 2022); 2) верхний менее дислоцированный и метаморфизованный комплекс, отнесенный к нижней молассе.

Нижний палеозойский комплекс вскрыт бурением на площадях Песчаномысско-Ракушечной зоны поднятий, Сегендыкской депрессии, Карагиинской седловины (рис. 1). 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 (Оймаща, Бортовое, Жага и др.).

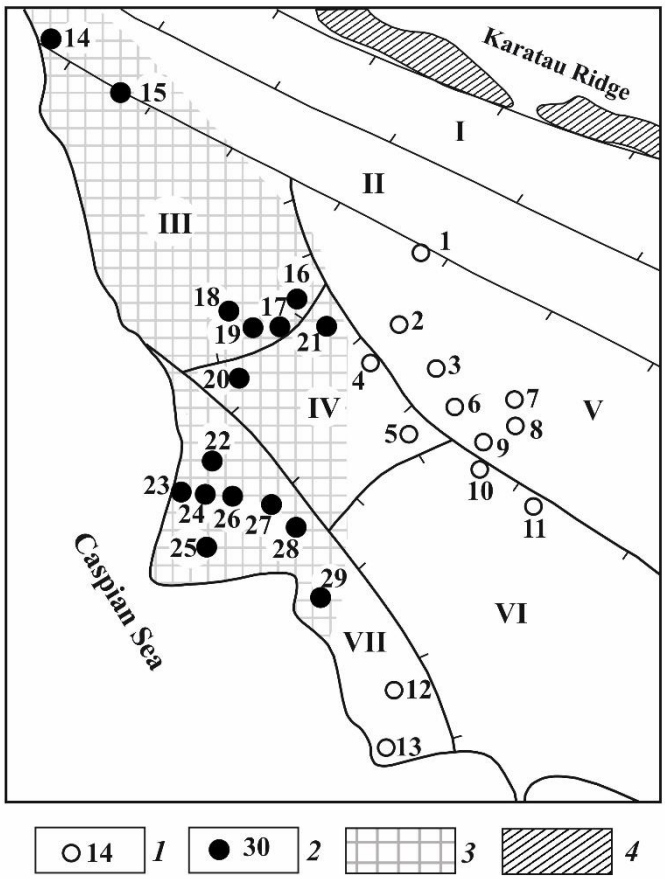


Рис. 1. Западная часть Южно-Мангышлакского прогиба. Местоположение позднепалезойско-раннетриасового палеподнятия.

1– площади, на которых на поверхность фундамента выходят отложения верхнего структурно-формационного комплекса палеозоя: (14 – Сегенды, 15 – Саура-Сегенды, 16 – Северное Карагие, 17 – Сартюбе, 18 – Атамбай, 19 – Алатюбе, 20 – Бортовое, 21 – Ащиагар, 22 – Жантанат, 23 – Жага, 24 – Оймаша, 25 – Ащисор, 26 – Северный Ащисор, 27 – Северный Ташкум, 28 – Ташкум, 29 – Жиланды).

2 – площади, на которых на поверхность фундамента выходят отложения нижнего структурно-формационного комплекса палеозоя (1 – Тортобе, 2 – Северо-Западный Жетыбай, 3 – Западный Жетыбай, 4 – Тарлы-Куйжак, 5 – Кенестюбе, 6 – Придорожная, 7 – Жетыбай, 8 – Бектурлы, 9 – Южный Жетыбай, 10 – Саукудук, 11 – Баканд, 12 – Северо-Ракушечная, 13 – Ракушечномысская).

3 – позднепалезойско-раннетриасовое палеоподнятие, 4 – выход на дневную поверхность пермо-триаса.

Тектонические элементы платформенного чехла: I – Чакырганский прогиб, II – Беке-Башкудукский вал, III – Сегендыкская депрессия, IV – Карагиинская седловина, V – Жетыбай-Узеньская ступень, VI – Жазгурлинская депрессия, VII – Песчаномысско-Ракушечная зона поднятий.

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 Песчаномысско-Ракущечной зоны поднятий. В разрезе ведущая роль принадлежит грубообломочному материалу грауваккового и грауваккo-аркозового состава (Попков, Попков, 2019б). Литокластические грауваккu под микроскопом имеют вид микробрекчии, состоящей из щепковидных обломков серицит-хлоритовых, серицитовых и кварцево-слюдяных сланцев, кварцитов. Присутствуют зерна кварца остроугольной формы, полевых шпатов. Иногда наблюдаются обломки кремнистых пород, диабазов, криноидей. Все обломки погружены в тонкодисперсный агрегат глинисто-кварцевого состава (матрикс), достигающий 30 – 40 % объема породы. Субаркозовые и аркозовые и песчаники, как правило, крупнозернистые, временами с примесью гравийной фракции. Окатанность и сортировка обломков очень плохая. На максимальную мощность верхний комплекс палеозоя (781 м) вскрыт скважиной № 25-П Жетыбай.

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. 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. Примечательно, что эта территория испытывала более медленное погружение по сравнению со смежными районами на протяжении длительного времени – вплоть до олигоцена, во время которого была сформирована близкая к современной платформенная структура Южно-Мангышлакского прогиба (Дмитриев и др., 1979), в том числе наложенная на нее Сегендыкская депрессия.

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 палеоподнятие, 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

Дмитриев, Л. П. История формирования структуры Южного Мангышлака / Л. П. Дмитриев, В. П. Паламарь, В.И. Попков, А. А. Рабинович // Геология нефти и газа. – 1979. – № 1. – С. 17-22.

Коростышевский, М. Н., Кузнецов В.В. Строение продуктивной толщи в триасовых отложениях на Южном Мангышлаке / М. Н. Коростышевский, В. В. Кузнецов // Разведка нефтяных месторождений Мангышлака. – Грозный: СевКавНИПИнефть, 1979. – С. 9-14.

Кузнецов, В. В. Нефтегазовые коллекторы продуктивных триасовых отложений Южного Мангышлака / В. В. Кузнецов, В. А. Проняков, А. В. Инюткина, В. П. Вандюк, В.П. Котов // Оценка параметров карбонатных коллекторов и геометризация залежей нефти в различных геотектонических условиях на территории СССР. – Пермь, 1978. – С. 36-37.

Попков, В. И. Литолого-стратиграфическое расчленение и корреляция триасовых отложений на Южном Мангышлаке / В. И. Попков, О. В. Письменная // Изв. вузов. Геол. и разв. – 1986 – № 11. – С. 3-11.

Попков, В. И. Состав и постдиагенетические преобразования отложений нижнего структурного яруса палеозоя запада Туранской плиты / В. И. Попков, И. В. Попков // Геология, география и глобальная энергия. – 2019а. – № 4 (75). – С. 67-77.

Попков, В. И. Структура глубокопогруженных комплексов осадочных бассейнов: гидрогеологические аномалии и нефтегазоносность как следствие внедрения глубинных флюидов (на примере месторождений Южного Мангышлака) / В. И. Попков, В. В. Ларичев, И. В. Попков // Геотектоника. – 2023. – № 3. – С. 41-66. DOI: 10.31857/S0016853X23030050

Попков, В. И. Структурно-формационная характеристика верхнепалеозойских отложений запада Туранской плиты / В. И. Попков, И. В. Попков / Геология, география и глобальная энергия. – 2019б. – № 4 (75). – С. 9-17.

Попков, В. И. Фундамент Карабогазского свода (Туранская плита) / В. И. Попков, И. В. Попков // Геотектоника. – 2022. – № 1. – С. 68-78. DOI: 10.31857/S0016853X22010064

Чербянова, Л. Ф. Литологические особенности и коллекторские свойства триасового вулканогенно-карбонатного комплекса Южного Мангышлака / Л. Ф. Чербянова, В. И. Попков, В. А. Проняков // Геология нефти и газа. – 1984. – № 11. – С. 55-59.

The reason for the preservation of primary porosity in the Lower Triassic sandstones of the South Mangyshlak oil and gas sedimentary basin

Popkov V.I., Popkov I.V.

Kuban State University. Russia, 35040, Krasnodar, Stavropol str., 149, geoskubsu@mail.ru

Reservoirs containing accumulations of oil and gas in the Triassic deposits of Southern Mangyshlak are, as a rule, epigenetic in nature. However, in some areas in the lower horizons of the Triassic section, the presence of arkose sandstones that have retained their primary reservoir-filtration properties has been established. The reason for this is the presence of a rigid mineral frame in them, which prevented the compaction of rocks when diving to considerable depths.

Keywords: lithology, catagenesis, reservoirs

УДК 552.5:550.4
Петрографические и литохимические особенности верхней юры—низов нижнего мела п-ова Нордвик (север Средней Сибири)

Попов А.Ю.[1,2], Вакуленко Л.Г.[1,2], Никитенко Б.Л.[1,2]

1 – Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Россия, 630090, г. Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, PopovAY@ipgg.sbras.ru, VakylenkoLG@ipgg.nsc.ru, NikitenkoBL@ipgg.sbras.ru

2 – Новосибирский государственный университет. Россия, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 1

Впервые детально изучены особенности минералого-петрографического и химического состава существенно глинистой верхнеюрско-нижнемеловой толщи мыса Урдюк-Хая (п-ов Нордвик). Разрез представлен в непрерывных естественных выходах, является эталонным для Паксинского фациального района и расположен на побережье потенциально нефтегазоносного лаптевоморского шельфа. Выявлены основные особенности состава верхней части урдюкхаинской и нижней части паксинской свит, что позволило проследить закономерности изменения режима осадконакопления для западной части Анабаро-Ленского морского палеобассейна.

Ключевые слова: петрография, литохимия, верхняя юра.

Верхнеюрско-нижнемеловой разрез п-ова Нордвик является эталонным для Паксинского фациального района Обь-Ленской фациальной области (Никитенко и др., 2013) и неоднократно становился объектом разносторонних геологических исследований (Захаров, Юдовный, 1974; Каплан, 1976; Хоша и др, 2007; Zak et al, 2011; Никитенко, 2013, 2015; Zakharov et al., 2014; Каширцев и др., 2018

и др.). Разрез непрерывен и характеризуется дробным стратиграфическим расчленением, что, наряду с расположением на побережье моря Лаптевых, делает его важным объектом в свете продолжающихся исследований нефтегазоносного потенциала лаптевоморского шельфа (Конторович и др., 2010; Скворцов и др., 2020). Рассматриваемая существенно глинистая морская толща весьма хорошо изучена стратиграфически, однако, данных по ее составу и строению в литературных источниках крайне немного. Ранее авторами были рассмотрены особенности минералого-петрографического и химического составов верхнеюрско-нижнемеловых отложений нижнего течения р. Анабар (Никитенко и др., 2022; Попов и др., 2022). Также в последние десятилетия были представлены геохимические характеристики относительно маломощной (до нескольких метров) приграничной волжско-берриасской части разреза (Dypvik, Zakharov, 2010; Mizera et al., 2010).

В рамках комплексных исследований верхнеюрско-нижнемеловых отложений мыса Урдюк-Хая (обнажение А33) было выполнено детальное изучение верхней части урдюкхаинской (верхний оксфорд–средневолжский подъярус; мощность 46 м) и нижней части паксинской (верхневолжский подъярус–низы бореального берриаса; мощность 43 м) свит. Биостратиграфическое расчленение разреза принято по (Никитенко и др., 2015; Каширцев и др., 2018). С помощью оптического поляризационного микроскопа изучено 40 петрографических шлифов пород. Исследование микроструктуры проводилось с использованием сканирующего электронного микроскопа. Для характеристики минерального состава глинистого материала использовались данные рентгеновской дифрактометрии (валовые пробы, 30 образцов; аналитик Н.А. Пальчик, ИГМ СО РАН). Содержания основных породообразующих оксидов 58 образцов получены в аналитическом центре ИГМ СО РАН.

Выполненное исследование позволило установить минералого-петрографические характеристики отдельных слоев и пачек, а также проследить особенности их изменения по разрезу. Верхняя часть урдюкхаинской свиты представлена преимущественно аргиллитом (глиной аргиллитоподобной), в разной степени алевритистым, в нижней части разреза – алевритовым, вплоть до алевролита глинистого. Отложения нередко нарушены мелкими следами жизнедеятельности организмов, вплоть до появления мелкопятнистой текстуры. Характерной чертой пород является присутствие глауконитовых глобул, концентрирующихся в виде небольших линз или отдельных прослоев глауконитовых песчаников. Преобладающий размер глобул – 0,25–0,5 мм.

По данным рентгеновской дифрактометрии глинистое вещество урдюкхаинской свиты сложено разупорядоченным смектитом и иллит-смектитом (от 30 до 65 %) и диоктаэдрической слюдой мусковитового типа, доля которой снижается вверх по разрезу (от 50 до 25 %). Постоянно присутствуют хлорит и каолинит (по 5–10 %). Глинистое вещество характеризуется мелкочешуйчатой лепидобластовой структурой и ориентированным агрегатным погасанием. Обломочная примесь (от 50 % и более в нижней части свиты до 5 % в верхней) преимущественно мелкоалевритовая, представлена кварцем и полевыми шпатами (калиевыми, реже плагиоклазами), встречаются тонкокристаллические кварцево-полевошпатовые, глинистые, редкие карбонатные породы. Постоянно отмечается обломочная слюда (мусковит, реже биотит), доля которой может достигать 30 % и более от обломочной части. Встречается мелкий углефицированный растительный детрит, практически исчезающий в прикровельных слоях свиты. Характерны фосфатные костные фрагменты и раковины агглютинирующих фораминифер (по 1 %). В виде разноразмерных, преимущественно мелких, фрамбоидальных конкреций, а также по растительному детриту и внутренним частям раковин фораминифер развивается пирит – до 5 %, послойно до 10–15 %.

Базальные слои паксинской свиты (4 м) существенно отличаются от подстилающих. Они сложены преимущественно углеродистым аргиллитом без глауконитовых глобул. В составе глинистого вещества также преобладают слюда и иллит-смектит (50-55 %), однако повышается доля каолинита и железисто-магнезиального хлорита (по 20–30 %). Каолинит развивается в виде отдельных тонких прослоев (первые миллиметры) и характеризуется крупночешуйчатой структурой. Примесь обломков мелкоалевритовой размерности составляет первые проценты. В виде очень тонких линзочек концентрируется тонкодисперсное органическое вещество (5–10, близ подошвы до 20 %). Остатки фораминифер, представленных преимущественно агглютинирующими формами, и фосфатный костный детрит составляют первые проценты. Встречаются редкие фрагменты кальцитовых раковин, кальцисферы, единичные радиолярии. Доля пирита (рассеянного и фрамбоидального) возрастает послойно до 10-20 %.

Вышележащие слои паксинской свиты характеризуются схожим с базальными слоями минеральным составом, однако в структуре глинистого вещества появляются средне- и крупночешуйчатые разности. На фоне ориентированного агрегатного погасания глинистых частиц присутствуют прослои с хаотичным погасанием и следами взмучивания материала. Доля мелкоалевритовых обломков возрастает до 3–5 %, послойно и линзами – до 5-10 %. Помимо кварца, полевых шпатов и обломочной слюды встречаются угловатые обломки, вероятно, представляющие собой хлоритизированные фрагменты глауконитовых глобул. Появляется единичный мелкий углефицированный растительный детрит. Послойно, в виде тонких линзочек, продолжает концентрироваться тонкодисперсное органическое вещество (первые %). Постоянно отмечаются

раковины фораминифер (агглютинирующие, реже кальцитовые) и фосфатный костный детрит (до первых процентов), встречаются редкие кальцисферы. Доля пиритовых образований несколько снижается и составляет первые проценты.

Выполненные литохимические исследования рассматриваемых верхнеюрско-нижнемеловых отложений позволили впервые охарактеризовать особенности химического состава отдельных слоев и пачек (таблица), которые тесно связаны с выявленными изменениями минералого-петрографического состава пород. Содержание SiO_2 в изученной части урдюкхаинской свиты достаточно выдержано. Фиксируется некоторое уменьшение концентраций в нижних слоях, где в обломочной части полевые шпаты и литокласты преобладают над кварцем. Доля Al_2O_3 возрастает в верхних слоях свиты, где отмечается значительное сокращение обломочной примеси в глинистой основной массе. В этой же части происходит снижение доли $Fe_2O_{3общ.}$ и SO_3 вызванное, вероятно, не только некоторым снижением количества аутигенного пирита, но и сокращением доли обломочной части. Также можно отметить пониженное содержание MgO при повышенных Na_2O и CaO в нижних слоях урдюкхаинской свиты с наибольшей долей обломочной части.

Базальные слои паксинской свиты значительно контрастируют по своим литохимическим характеристикам с подстилающими отложениями. В них фиксируются отрицательные экскурсы в содержании SiO_2, Al_2O_3, K_2O, MgO и значительное увеличение содержания $Fe_2O_{3общ.}$, CaO и P_2O_5 (активное конкрециообразование, резкое снижение обломочной примеси). Вышележащие слои свиты характеризуются в целом выдержанными содержаниями породообразующих оксидов с постепенным увеличением доли Na_2O при общем невысоком содержании K_2O. В них фиксируется увеличение содержания Al_2O_3, TiO_2 и снижение $Fe_2O_{3общ.}$ и SO_3. Несколько отличается по своим литохимическим характеристикам небольшой интервал (слой 36), содержащий большое количество карбонатных конкреций.

Табл. Средние содержания породообразующих оксидов.

Свита	Слои	Колич. обр.	Породообразующие оксиды; %										
			SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	$Fe_2O_{3общ.}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3
Паксинская	37-44	8	51,4	19,8	1,2	10,4	0,05	2,8	0,7	1,7	2,9	0,2	0,3
	36	2	47,2	18,3	1,0	12,9	0,1	3,2	1,5	1,4	2,6	0,2	0,5
	22-35	13	51,0	20,1	1,2	9,1	0,06	2,7	0,6	1,6	2,9	0,15	0,5
	12-21	12	48,3	18,5	1,1	11,0	0,05	2,6	0,9	1,4	2,5	0,3	0,6
	10-11	2	41,2	14,8	0,7	13,6	0,05	2,2	2,2	0,8	2,2	1,1	0,7
Урдюк-хаинская	7-9	6	53,1	19,1	1,1	8,6	0,05	2,9	0,4	1,0	3,1	0,1	0,5
	6-7	8	54,6	16,6	0,9	10,1	0,06	2,8	0,6	1,1	2,9	0,1	1,0
	1-5	4	49,3	16,9	1,0	11,6	0,07	2,1	1,1	1,4	3,0	0,2	0,8

Примечание: слои 6-7 без верхних метров слоя 7.

Проведен анализ петрохимических модулей (Юдович, Кетрис 2000). Значения гидролизатного модуля (ГМ) позволяют отнести породы урдюкхаинской (ГМ 0,5–0,65) и паксинской (ГМ 0,55–0,75) свит преимущественно к гипогидролизатам (с учетом содержания MgO < 3 %). Для большей части изученных пород характерны близкие значения фемического (ФМ) и железного (ЖМ) модулей, равные, в среднем, 0,25 и 0,5 соответственно. В целом высокие значения модулей еще более увеличиваются в низах изученного разреза, базальных слоях паксинской свиты и уровнем выше (слой 36), характеризующихся повышенными содержаниями $Fe_2O_{3общ.}$ (ФМ 0,4; ЖМ 0,9). Высокие значения модулей вызваны значительном содержании в отложениях как гипогенного, так и гипергенного железа. Титановый модуль характеризуется относительно выдержанными значениями (0,05-0,07; в среднем – 0,06), что классифицирует породы, как нормально титанистые. Показатели нормированной щелочности несколько снижаются снизу-вверх в урдюкхаинской свите от 0,3 до 0,2, сохраняют наименьшие значения в низах паксинской свиты и варьируют послойно в вышезалегающих отложениях от 0,2 до 0,25. В целом они хорошо коррелируют с долей обломочной примеси в породах, представленной, в том числе, как полевыми шпатами, так и слюдами в разных соотношениях. Абсолютные значения щелочного модуля (в среднем 0,4 для урдюкхаинской и базальных слоев паксинской свит и 0,6 для вышележащей части паксинской свиты) позволяют классифицировать отложения как нормально щелочные.

Изученные породы обладают относительно выдержанными показателями индекса химического выветривания (CIA) (Nessbit, Young, 1982), используемого для оценки климатических условий в

областях размыва. В среднем они составляют 73,4, что может свидетельствовать о значительном химическом выветривании пород в источниках сноса в условиях теплого гумидного климата. Анализ расположения фигуративных точек изученных пород на генетической диаграмме F1—F2 (Roser, Korsch, 1988), характеризующей состав материнских толщ, показывает, что большая часть их сосредоточена близ границы изверженных основных и средних пород. Точки образцов из слоев с повышенным содержанием железа ожидаемо смещены в область изверженных основных пород. Следует отметить, что все проанализированные литохимические характеристики изученной толщи достаточно близки полученным ранее характеристикам одновозрастных отложений нижней части буолкалахской свиты нижнего течения р. Анабар (Попов и др., 2022).

Выявленные особенности минералого-петрографического состава существенно глинистой толщи мыса Урдюк-Хая позволили проследить закономерности изменения режима осадконакопления для западной части Анабаро-Ленского морского палеобассейна. Для изученной части урдюкхаинской свиты характерно постепенное снижение гидродинамической активности придонных вод, отраженное в снижении доли обломочной компоненты. Гидродинамика бассейна, вероятно, обуславливалась волновым воздействием в периоды штормов, что способствовало неравномерной линзовидной концентрации глауконитовых зерен. Наиболее крупные прослои глауконитового песчаника зафиксированы в нижней части изученного разреза. Характер глауконитовых зерен указывает на крайне слабые механическую переработку и вторичные минеральные преобразования, что позволяет предположить их местное происхождение. Это, в свою очередь, указывает на слабые темпы осадконакопления и пограничные окислительно-восстановительные условия в придонном слое воды. О недостатке кислорода свидетельствуют также развитие агглютинирующих форм фораминифер и довольно активное пиритообразование. Верхние существенно глинистые слои свиты формировались в наиболее низкоэнергетических условиях.

Существенная смена седиментационного режима наблюдается при формировании нижних слоев паксинской свиты. Очень тонкая параллельнослоистая текстура осадка, практически полное отсутствие обломочной компоненты, обогащение тонкодисперсным органическим веществом, большое количество фосфатных остатков костей рыб и агглютинирующих фораминифер отражают крайне низкие темпы седиментации и достаточно глубоководные обстановки с умеренно восстановительными условиями. Наблюдающееся выше постепенное снижение доли органического вещества, некоторое увеличение содержания обломочной компоненты, появление прослоев с неупорядоченной ориентировкой чешуек глинистых минералов и измененных обломков глауконитовых зерен свидетельствуют об увеличении темпов седиментации и периодах усиления гидродинамической активности. С учетом появления кальцитовых раковин микробентоса и снижения объемов пиритообразования можно также предположить постепенное уменьшение глубин палеобассейна с увеличением содержания кислорода в придонных слоях воды.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00054, а также научно-методической поддержке ФНИ (FWZZ-2022-0008).

Литература:

Захаров В. А. Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Хатангской впадины / В. А. Захаров, Е. Г. Юдовный // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое / под ред. Дагис А. С., Захаров В. А. – М. : Наука, 1974. – С. 127–174.

Каплан М. Е. Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири / М. Е. Каплан – Л. : Недра, 1976. – 229 с.

Каширцев В. А. Биогеохимия и микрофоссилии верхней юры и нижнего мела Анабарского залива моря Лаптевых / В. А. Каширцев, Б. Л. Никитенко, Е. Б. Пещевицкая, Е. А. Фурсенко // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 4. – С. 481–501.

Конторович А. Э. Геология, ресурсы углеводородов шельфов арктических морей России и перспективы их освоения / А. Э. Конторович, М. И. Эпов, Л. М. Бурштейн, В. Д. Каминский, А. Р. Курчиков, Н. А. Малышев, О. М. Прищепа, А. Ф. Сафронов, А. В. Ступакова, О. И. Супруненко // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 1. – С. 7—17.

Никитенко Б. Л. Верхняя юра побережья моря Лаптевых: межрегиональные корреляции и палеообстановки / Б. Л. Никитенко, В. Г. Князев, Е. Б. Пещевицкая, Л. А. Глинских // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 8. – С. 1496-1519.

Никитенко Б. Л. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт / Б. Л. Никитенко, Б. Л. Шурыгин, В. Г. Князев, С. В. Меледина, О. С. Дзюба, Н. К. Лебедева, Е. Б. Пещевицкая, Л. А. Глинских, А. А. Горячева, С. Н. Хафаева // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 8. – С. 1047-1082.

Никитенко Б. Л. Стратиграфия, литология и геохимия прибрежных и мелководно-морских разрезов верхов средней юры–низов мела р. Анабар (Арктическая Сибирь) / Б. Л. Никитенко, В. П.

Девятов, Е. Б. Пещевицкая, А. Ю. Попов, Е. А. Фурсенко, С. Н. Хафаева // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63. – № 5. – С. 673–708.

Попов А. Ю. Петрографические и литогеохимические особенности верхов средней юры–низов нижнего мела нижнего течения реки Анабар (Восточная Сибирь, Арктика) / А. Ю. Попов, Л. Г. Вакуленко, Б. Л. Никитенко // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63. – № 9. – С. 1233-1252.

Скворцов М. Б. Качественная и количественная оценка перспектив нефтегазоносности шельфа моря Лаптевых / М. Б. Скворцов, А. Д. Дзюбло, О. В. Грушевская, М. Н. Кравченко, И. В. Уварова // Геология нефти и газа. – 2020. – Т. 61. – № 1. – С. 5–19.

Хоша В. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным / В. Хоша, П. Прунер, В. А. Захаров, М. Костак, М. Шадима, М. А. Рогов, С. Шлехта, М. Мазух // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007. – № 3. – С. 63–75.

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

Dypvik H. Late Jurassic/Early Cretaceous phosphates of Nordvik, North Siberian Basin / H. Dypvik, V. Zakharov // Polar Res. – 2010. – V. 29. – Pp. 235—249.

Mizera J. Neutron activation analysis in geochemical characterization of Jurassic–Cretaceous sedimentary rocks from the Nordvik Peninsula / J. Mizera, Z. Řanda, M. Košťák // J. Radioanal. Nucl. Chem. – 2010. – V. 284. – Pp. 211—219.

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

Roser B. P. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data / B. P. Roser, R. J. Korsch // Chemical Geology. – 1988. – V. 67. – pp. 119-139.

Žák K. Comparison of carbonate C and O stable isotope records across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Tethyan and Boreal Realms / K. Žák, M. Košťák, O. Man, V. A. Zakharov, M. A. Rogov, P. Pruner, J. Rohovec, O. S. Dzyuba, M. Mazuch // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2011. – V. 299. – Pp. – 83–96.

Zakharov V. A. Palaeoenvironments and palaeoceanography changes across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Arctic realm: case study of the Nordvik section (north Siberia, Russia) / V. A. Zakharov, M. A. Rogov, O. S. Dzyuba, K. Žák, M. Košťak, P. Pruner, P. Skupien, M. Chadima, M. Mazuch, B. L. Nikitenko // Polar research. – 2014. – V. 33. – №. 1. – P. 19714.

Petrographic and lithochemical features of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of the Nordvik Peninsula (northern Middle Siberia)

Popov A.Yu.[1,2], Vakulenko L.G.[1,2], Nikitenko B.L.[1,2]

1 - A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS. Russia, 630090, Novosibirsk, Akademika Koptyuga Ave. 3, PopovAY@ipgg.sbras.ru, VakylenkoLG@ipgg.nsc.ru, NikitenkoBL@ipgg.sbras.ru

2 - Novosibirsk State University. Russia, 630090, Novosibirsk, 1 Pirogova str.

The peculiarities of mineralogical, petrographic and chemical composition of the essentially clayey Upper Jurassic-Lower Cretaceous strata of the Urdyuk-Khaya Cape (Nordvik Peninsula) have been studied in detail for the first time. The section is represented in continuous natural outcrops, is a reference for the Paksin facies area and is located on the coast of the potentially oil-and-gas bearing Laptev Sea shelf. The main features of the composition of the upper part of the Urdyukhainian and lower part of the Paksin Formation were revealed, which allowed us to trace the regularities of changes in the sedimentation regime for the western part of the Anabaro-Lena marine paleobasin.

Keywords: petrography, lithochemistry, Upper Jurassic

УДК: 553.98:551.762(571.1)

Результаты усовершенствования шкалы катагенеза нижне-среднеюрских отложений Уренгойского нефтегазоносного района по комплексу литолого-геохимических данных

Предтеченская Е.А.[1], Злобина О.Н.[2]

1 - АО «Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья». Россия, 630091, г. Новосибирск, Красный проспект, 67, predel@sniiggims.ru

2 - Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Россия, 630090, г. Новосибирск, ак. Коптюга проспект, 3, Zlobina@ngs.ru

Построена схема катагенетической зональности нижне-среднеюрских отложений Уренгойского нефтегазоносного района, на которой глубина захоронения осадков сопоставлена с границами смены градаций мезо- и апокатагенеза органического вещества, а также стадий и этапов ката- и метагенеза пород с указанием пластовых температур, давлений и фазового состояния углеводородов. Приведены краткая минералогическая характеристика выделенных этапов преобразования пород и соответствующие им значения открытой пористости. Предполагается, что схема и сопровождающие её литолого-геохимические, петрофизические данные могут быть использованы в качестве полезного рабочего инструмента для широкого круга специалистов при изучении толщ, залегающих на глубинах более 3500 м. Основным преимуществом этого инструмента является повышение уровня достоверности прогноза нефтегазоносности в поисках и разведке месторождений углеводородов при ограниченном объёме геологической информации, доступной для анализа.

Ключевые слова: катагенез, юра, Западная Сибирь.

Добыча углеводородов (УВ) в Уренгойском нефтегазоносном районе (НГР) ведётся с 1978 г., большей частью, из нижнемеловых продуктивных пластов. Установлено, что залежи в разрезах сеноманских отложений залегают на глубинах 1,1-1,7 км, валанжинских – 1,7-3,2 км, на участках наибольшего погружения ачимовских отложений (ранний валанжин) – до 4 км. В подстилающем юрском комплексе залежи открыты в отложениях средней и нижней юры до глубины 4,13 км (скв.Уренгойская 259) (Котомцев, 2017). Основные запасы нефти в Уренгойском НГР связаны с градацией мезокатагенеза $МК_1$, (до 3,5 км), на градации $МК_2$ (до 4 км) они заметно уменьшаются, а на градации $МК_3$ (4,8 и более км) – чрезвычайно малы (Лопатин, Емец, 1984). Несмотря на большой объем выполненных буровых работ, коэффициент успешности поиска скоплений УВ в юрских толщах района до сих пор остаётся невысоким (Котомцев, 2017; Ермаков, Скоробогатов, 1988). Таким образом, вопросы о возможности сохранения высокоемких коллекторов на глубинах свыше 4,0 км и о фазовом состоянии УВ на больших глубинах остаются открытыми. В связи с этим схема катагенетической зональности, представленная в данной работе по результатам изучения юрских отложений из интервала глубины 3500-5900 м, представляется весьма актуальной.

Разработкой шкалы катагенеза мезозойских осадочных толщ Западной Сибири ранее занимались Г.Н. Перозио (1971), Е.Е. Карнюшина и Г.Н. Леоненко (1989), И.Д. Полякова, Г.Ч. Борукаев (1994) и другие исследователи. В результате Е.Е. Карнюшиной и Г.Н. Леоненко в Уренгойском районе были выделены в полном объеме зоны прото- и мезокатагенеза, И.Д. Поляковой и Г.Ч. Борукаевым - зоны прото-, мезо- и апокатагенеза. Было установлено, что зональность и стадийность катагенеза зависят от величины геотермического градиента, глубины палеопогружения, мощности осадочных толщ, поэтому принято решение о целесообразности составления частных (локальных) схем зональности катагенеза для оценки степени преобразованности отложений в пределах конкретных НГР. В связи с тем, что мощность отдельных литостратиграфических подразделений в нижне-среднеюрских толщах северных районов Западной Сибири нередко достигает 1 км, возникла необходимость в детализации общепринятой схемы. Для решения этой задачи с учетом результатов предыдущих исследователей (на основе известных схем катагенеза С.Г. Неручева, Н.Б. Вассоевича и Н.В. Лопатина для органического вещества (ОВ) и Н.В. Логвиненко и Л.В. Орловой для терригенных пород) авторы данной работы составили и обосновали более детальную шкалу регионального катагенеза нижне-среднеюрских отложений Уренгойского НГР по сравнению с уже существующей (Предтеченская и др., 1993). При этом были учтены данные о степени катагенеза ОВ, пластовых температурах и давлениях, материалы испытаний скважин и литолого-минералогического изучения керна скважин, пробуренных на площадях: Уренгойской (скв. 266, 282, 673), Северо-Уренгойской (скв. 411, 414), Геологической (скв. 9, 14, 35), Ево-Яхинской (скв. 356), Ен-Яхинской (скв. 455), Комсомольской (скв. 199), Самбургской (скв. 700) (Предтеченская, Злобина, 2022). В основу создания детальной шкалы катагенеза положены результаты комплексных исследований ОВ и пород, вскрытых наиболее глубокими скважинами - Северо-Уренгойской 414 и Ево-Яхинской 356. В результате каждая из ранее выделенных подстадий преобразования нижне-среднеюрских отложений Уренгойского НГР - **среднего ($К_2$), глубинного катагенеза ($К_3$) и метагенеза** была разделена на отдельные этапы (рис. 1). Критериями для более дробного разделения послужили минеральные и структурные индикаторы, среди них аутигенные минералы - региональные маркеры границ между стадиями, подстадиями и этапами ката- и метагенеза. Особое внимание было уделено характеристике фазового состояния УВ на каждом этапе.

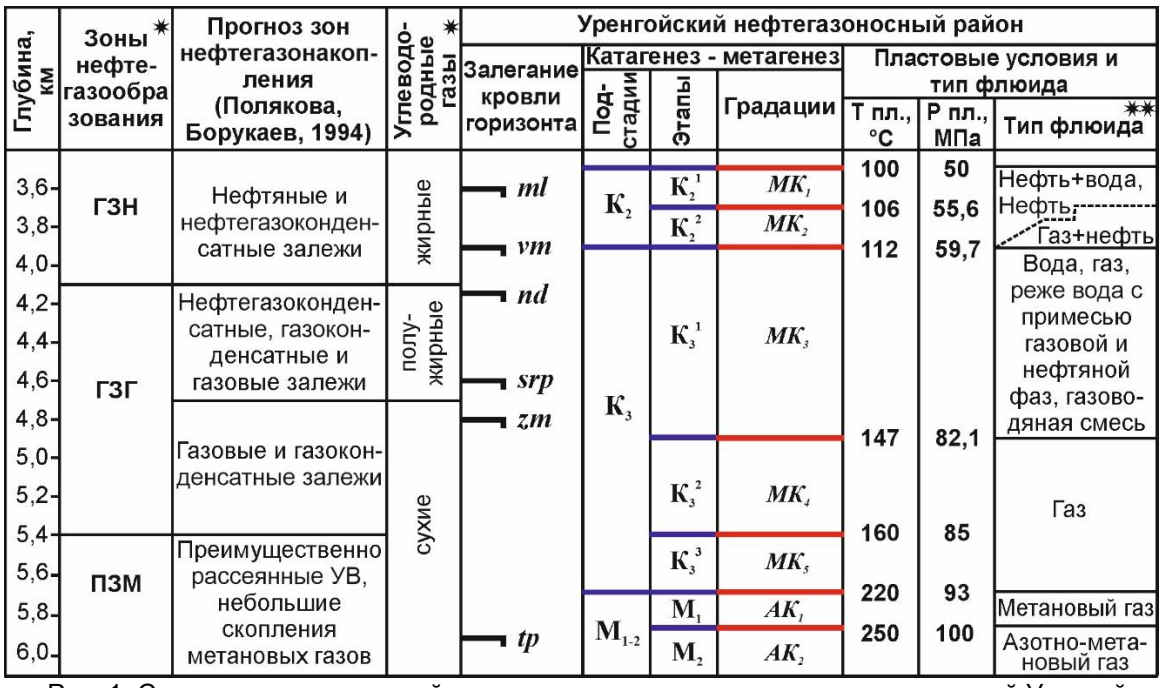


Рис. 1. Схема катагенетической зональности нижне-среднеюрских отложений Уренгойского НГР. Горизонты: юра - ***ml*** - малышевский, ***vm*** - вымский, ***nd*** - надояхский, ***srp*** - шараповский, ***zm*** – зимний; триас - ***tp*** - тампейский. ✷ данные по И.Д. Поляковой и Г.Ч. Борукаеву (1994); ✷✷ тип флюида по материалам испытаний.

Стадия среднего катагенеза $К_2$. Её ранний этап $К_2^1$ (градация мезокатагенеза $МК_1$, Т=100-105^{0}С, Р=50-55,5 МПа, глубина 3500-3700 м, коэффициент открытой пористости (КПот)=22-23%) характеризуется: **1** - формированием поликомпонентных глинистых и карбонатных цементов, унаследованных от стадии раннего катагенеза. Для первых характерны Fe-, Fe-Mg и Mg-монтмориллониты в ассоциации с каолинитом и аутигенными титанистыми минералами, для вторых – Mg-Fe кальцит, Ca-Fe доломит, Fe-доломит и Ca-сидероплезит; **2** - перекристаллизацией седиментационно-диагенетических микро-тонкокристаллических карбонатов, образованием сидерита; **3** - гидрослюдизацией монтмориллонита, формированием хлоритов, каолинита, иллита (распространена ассоциация каолинит – хлорит – монтмориллонит – гидрослюда) (Перозио, 1971; Предтеченская и др., 1993; Walker, Thomson, 1990). Доминируют хлорит политипа I-b 7А^0 и удлиненно-пластинчатая гидрослюда политипа 1М. Регенерация кварца развивается лишь в отдельных пластах и в незначительных масштабах. **На втором этапе $К_2^2$ (градация $МК_2$, Т=106-111^0 С, Р=55,6-59,6 МПа, глубина 3700-3900 м, КПот=22-21%)** усиливается процесс внутрислойного растворения слюд и полевых шпатов, происходит существенная перестройка первичных микроструктур глинистых минералов в связи с их дегидратацией при уплотнении пород (Котельников, Зинчук, 2002), продолжается гидрослюдизация монтмориллонита, резко изменяется кристаллическая решетка смешанослойных минералов типа гидрослюда-монтмориллонит от разбухающей к неразбухающей с трансформацией этих минералов в диоктаэдрическую гидрослюду политипа $2М_1$ (Коссовская и др., 1963; Дриц, Коссовская,1991; Перозио, 1971). На градации $МК_2$, на границе между стадиями среднего и глубинного катагенеза ($К_2$-$К_3$) происходит значительное снижение количества монтмориллонита (вплоть до его исчезновения), а также трансформация хлорита политипа I-b 7А^0 в высокотемпературный Fe-Mg хлорит политипа I-b 14А^0, β=90^0 (по данным тех же авторов, а также Предтеченской и др., 1993). Таким образом, глубину, на которой исчезает монтмориллонит, можно рассматривать, как некий маркирующий горизонт – границу между стадиями среднего и глубинного катагенеза. По результатам испытаний скважин пластовые флюиды на этапе $К_2^2$ представлены нефтью, нефтью с примесью воды, нефтью с примесью газа. Для этапов $К_2^1$-$К_2^2$ (градации катагенеза $МК_1$ - $МК_2$) характерны нефтяные и нефтегазоконденсатные залежи, что соответствует вступлению отложений в главную зону нефтеобразования (ГЗН), по данным И.Д. Поляковой и Г.Ч. Борукаева (1994).

Стадия позднего (глубинного) катагенеза $К_3$. Важными индикаторами вступления отложений **на ее начальный этап ($К_3^1$, градация $МК_3$, Т=112-146^0 С, Р=59,7-82,0 МПа, глубина 3900-4900м, КПот=21-10,4%)** служат: **1** - переход монтмориллонита и иллит-смектита в высокотемпературную гидрослюду политипа $2М_1$, в составе глинистой фракции начинает доминировать устойчивая ассоциация диоктаэдрическая гидрослюда $2М_1$ - хлорит. **2** - появление в цементе протодоломита и диккита, образование аутигенного альбита (Buller et all, 2005). **3** - значительное возрастание степени серицитизации полевых шпатов и обломков пород, увеличение интенсивности растворения кварца под

давлением с последующей аутигенной минерализацией кремнистого вещества в виде выделений различной формы, спаивающих обломки, образование кварцитовидных структур. Наряду с перечисленным, в породах фиксируется широкое развитие процессов пластической деформации полевых шпатов и слюд, формирование конформных и инкорпорационных структур, микростилолитовых межзерновых контактов. Для отложений, достигших этапа $К_3^1$ (градация $МК_3$), характерны нефтегазоконденсатные, газоконденсатные и газовые залежи (Полякова, Борукаев, 1994). По данным испытаний на данном этапе катагенеза пластовые флюиды представлены газом, газом с примесью водной фазы, газом с примесью нефти и воды. **Для второго этапа данной стадии ($К_3^2$, градация $МК_4$, Т=147-159^{0}С, Р=82,1-84,9 МПа, глубина 4900-5400 м, КПот=8,8-8,3%**) характерно массовое растворение обломочного кварца под давлением, интенсивное образование конформных и сутурно-стилолитовых контактов, замещение слюд и темноцветных минералов эпидотом, цоизитом и Fe-Mg хлоритом, трансформация каолинита в диккит и резкое снижение открытой пористости пород. Здесь доминирует устойчивая ассоциация 14А^0 хлорит и диоктаэдрическая гидрослюда политипа $2М_1$. На градациях $МК_3$-$МК_4$ (угли марок К и ОС) прослеживается зона жирных, полужирных и сухих газов (Полякова, Борукаев, 1994). Отложения находятся в главной зоне газообразования (ГЗГ). По данным испытаний скважин на среднем этапе глубинного катагенеза пластовые флюиды представлены исключительно газом. **Наиболее поздний, третий этап ($К_3^3$, градация $МК_5$, Т=160-219^{0}С, Р=85-92,9 МПа, глубина 5400-5700 м, КПот=8,3-8,2%)** характеризует: **1** - широкое развитие аутигенной карбонатизации, интенсивное формирование Mg-Fe кальцита, Fe-доломита, протодоломита, реже – анкерита. Тонкокристаллический сидерит преобразуется в агрегаты яснокристаллического Ca-сидероплезита и Ca-пистомезита. **2** - доминирование хлорит-гидрослюдистой ассоциации глинистых минералов, образование диккита, бертьерина и Fe-Mg хлорита. В глинистой фракции, наряду с удлиненно-пластинчатой гидрослюдой политипа 1М, широко развита аутигенная диоктаэдрическая гидрослюда политипа $2М_1$. Вопрос о генезисе гидрослюды политипа 1М на этом этапе является дискуссионным (Перозио, 1971; Дриц, Коссовская, 1991; Зонн, Дзюбло, 1990 и др.). Ассоциацию аутигенных диккита, бертьерина и Fe-Mg хлорита можно считать четким маркером этого этапа катагенеза (Перозио, 1971; Предтеченская и др., 1993; Bailey, 1988; Юдович, Кетрис, 2008 и др.). С этим заключением согласуются выводы других исследователей (Перозио, 1971; Ayalon, Longstaffe 1988), указывающих температуру образования диккита в 150-190^0 С. Бертьерин в составе глинистого цемента приурочен, в основном, к нижнеюрским отложениям, где он в 1999 г. был обнаружен П.А. Солотчиным совместно с диоктаэдрической гидрослюдой, каолинитом и Fe-Mg хлоритом. **3** – интенсивная альбитизация плагиоклазов, рост микролитов альбита в пустотах, образование эпидота, сфена, осветление биотита и замещение его мусковитом, преобладание обломочного кварца с мозаичной структурой, растворение зерен кварца под давлением с последующим осаждением высокотемпературного СТ-опала и халцедона. Продолжаются: интенсивное уплотнение обломочного каркаса отложений, формирование конформных, микростилолитовых, инкорпорационных, структур, пластические деформации полевых шпатов и слюд. Начинают развиваться процессы рассланцевания пород и рекристаллизационно-грануляционного бластеза обломочных зерен. На градации $МК_5$ с глубины 5400 м отложения вступают в постумную зону метанообразования (ПЗМ), с преобладанием «сухих» газов. Небольшие их скопления прослеживаются до глубины 5700 м (Полякова, Борукаев, 1994). По данным испытаний на данном этапе пластовые флюиды представлены газом.

Стадии раннего и среднего метагенеза $М_{1-2}$ (градации апокатагенеза $АК_1$ - $АК_2$, Т=220-250^{0}С, Р=93-100 МПа, глубина 5700-6100м). Характерны массовая серицитизация и хлоритизация пород, формирование крупночешуйчатых агрегатов серицита в ассоциации с вторичными халцедоном, кварцем и альбитом, а также агрегатов серицита и хлорита, каолинита и галлуазита. Происходят мраморизация кальцита и процессы грануляционного бластеза кварцевых зёрен, а на участках с высоким содержанием глинистого материала возникают «бородатые» зерна кварца. Микроблоки каолинита распадаются из-за гидрослюдизации, в результате их перекристаллизации образуются шестоватые ориентированные кристаллы галлуазита, количество разбухающих пакетов в глинистых минералах снижается до 20%, происходит трансформация разбухающих триоктаэдрических разностей в 7-А^0 - хлорит политипа II-b (поздней генерации) с более высоким содержанием Mg, чем в хлорите политипа I–b (Котельников, Зинчук, 2002). Полевые шпаты замещаются хлоритом, серицитом, эпидотом, цоизитом, темноцветные минералы - цеолитами, серпентин-хлоритом, эпидотом, слюды – Fe-Mg хлоритом, часто в парагенезе с гематитом и рутилом. Наблюдаются сланцеватые структуры, широкое развитие микростилолитовых контактов. На градации $АК_1$ до глубины 5800 м продолжается ПЗМ с небольшими залежами «сухих» метановых газов. На градации $АК_2$, по данным И.Д. Поляковой и Г.Ч. Борукаева (1994), в интервале 5800-6100 м прогнозируются скопления азотно-метановых газов, а глубже 7000 м на градации $АК_3$ – зона кислых газов с доминированием азотно-углекислых флюидов.

Таким образом, по комплексу литолого-геохимических данных установлено, что в изученных отложениях Уренгойского НГР зоны нефтегазообразования, выделенные по степени катагенеза ОВ, совпадают со следующими этапами изменения пород: **ГЗН** (3500-3900 м) – с этапами $К_2^1$ - $К_2^2$, **ГЗГ** (3900-5400 м) – с $К_3^1$ - $К_3^2$ и **ПЗМ** (5400-6100 м) – с этапами $К_3^3$ - $АК_{1-2}$. Близкие результаты по

определению локализации этих зон были получены Т.В. Белоконь и др. (1994) при изучении разреза Тюменской скважины СГ-6 в Уренгойском районе, где ГЗН была выделена на глубине менее 4000 м, ГФГ – в интервале 4000-5000 м, ПЗМ – 5000-7500 м (градации $АК_1$ - $АК_3$). Первичные поровые коллекторы с КПот до 10,4% в изученных разрезах сохраняются до глубины 4900 м (до градации $МК_4$, этапа $К_3^2$). Глубже они переходят в трещинно-поровые и трещинные с низкими фильтрационно-емкостными свойствами.

Работа выполнена в рамках темы FWZZ-2022-0007 Государственной программы ФНИ.

Литература

Дриц, В.А. Глинистые минералы: слюды, хлориты / В.А Дриц, А.Г. Коссовская. - М.: Наука, 1991. - 175 с.

Ермаков В.И. Термоглубинные условия газонефтеносности юрских отложений северных районов Западной Сибири / В.И. Ермаков, В.А. Скоробогатов // Геология нефти и газа. - 1988. - № 11. - С.17-22.

Зонн М.С. Коллекторы юрского нефтегазоносного комплекса севера Сибири / М.С. Зонн, А.Д. Дзюбло. - М.: Наука, 1990. - 85 с.

Карнюшина Е.Е. Свойства коллекторов Западной Сибири в зоне катагенеза / Е.Е. Карнюшина, Г.Н. Леоненко // Вестник Московского университета, серия 4 (геология). - 1989. - № 5. - С. 35-41.

Коссовская А.Г. Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород / А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов, В.А. Дриц // Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. - М.: Наука, 1963. - С. 120-130.

Котельников Д.Д. Особенности эволюции глинистых минералов при формировании отложений терригенных осадочных формаций / Д.Д. Котельников, Н.Н. Зинчук // Докл. АН РФ. - 2002. - Т. 382. - № 4. - С. 526-530.

Котомцев, А. А. Литология и нефтегазоносность ачимовских отложений Южно-Ярояхинского нефтяного месторождения (Пуровский район, Ямало-Ненецкий АО) / А. А. Котомцев. - Томск.: ТГУ, 2017. - 74 с.

Лопатин Н.В. Новые данные о катагенезе глубоко погруженных юрских отложений Уренгойского района / Н.В. Лопатин, Т.П. Емец // Докл. АН СССР. - 1984. - Т. 279. - № 4. - С. 954-958.

Белоконь Т.В. Новый этап в изучении строения и нефтегазоносности глубоких горизонтов севера Западной Сибири (по результатам бурения Тюменской сверхглубокой скважины)/ Т.В. Белоконь, В.И. Горбачев, Л.А. Певзнер, А.А. Диковский и др. // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. - М.: АО «Геоинформмарк», 1994. - 30 с.

Перозио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород Западно-Сибирской низменности / Г.Н. Перозио - М.: Недра, 1971. - 158 с.

Полякова И.Д. Нефтегазообразование на больших глубинах Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта / И.Д. Полякова, Г.Ч. Борукаев // Геохимия. - 1994. - № 1. - С. 111-121.

Предтеченская Е.А. Катагенез песчаников нижней и средней юры Уренгойского района / Е.А. Предтеченская, Л.Г. Вакуленко, О.Н. Злобина// Геология и геофизика. - 1993. - Т. 34. - № 7. - С. 70-80.

Предтеченская Е.А. Об усовершенствовании схемы катагенеза нижне-среднеюрских отложений Уренгойского нефтегазоносного района на основе минеральных и структурных индикаторов / Е.А. Предтеченская, О.Н. Злобина // Геология и минерально- сырьевые ресурсы Сибири. - 2022. - № 2. - С. 24-42.

Юдович Я.Э. Минеральные индикаторы литогенеза / Я.Э Юдович, М.П. Кетрис. - Сыктывкар: Геопринт, 2008. - 556 с.

Ayalon A. Oxygen isotope studies of diagenesis and pore-water evolution in the Western Canada sedimentary basin; evidence from the Upper Cretaceous basal Belly River Sandstone, Alberta / A. Ayalon, F.J. Longstaffe // Journal of Sedimentary Research. -1988. - V. 58. - № 3. - P. 489-505.

Bailey S.W. Chlorite: structures and crystal chemistry / S.W. Bailey // Reviews Mineralogy. -1988. - V. 19. - P. 347-403.

Buller A.T. Distribution of hydrocarbons in sedimentary basins. The importants of temperature / A.T. Buller et all // Research & Technology, Memoir series. - 2005. - № 7. - P. 3-9.

Ehrenberg S.N. Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf / S.N. Ehrenberg., P.A. Agaard, M.J. Wilson, A.R. Fraser, D.M.L. Duthie // Clay Mineral. - 1993. - V. 28. - № 3. - P. 325-352.

Walker J.R. Structural variations in chlorite and illite in a diagenetic sequence from the imperial valley, California / J.R. Walker, G.R. Thomson // Clays and Clay Minerals. - 1990. - V. 38. - № 3. - P. 315-321.

Results of improvement of the catagenesis scale of the lower-middle jurassic deposits of the Urengoy oil and gas bearing region on the complex of lithological and geochemical data

Predtechenskaya E.A.[1], Zlobina O.N.[2]

1 - Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources. Russia, 630091, Novosibirsk, Krasny prospekt, 67, predel@sniiggims.ru

2 - A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS. Russia, 630090, Novosibirsk, Ac. Koptyug prospekt, 3, Zlobina@ngs.ru

A scheme of the catagenetic zonality of the Lower-Middle Jurassic deposits of the Urengoy oil and gas bearing area is constructed, in which the depth of sediment burial is compared with the boundaries of the meso- and apocatagenesis gradations of organic matter, as well as the stages and substages of catagenesis and metagenesis of rocks with indication of reservoir temperatures, pressures and phase state of hydrocarbons. A brief mineralogical description of the identified stages of rock transformation and the corresponding values of open porosity are given. It is assumed that the scheme and its accompanying lithological, geochemical, petrophysical data can be used as a useful working tool for a wide range of specialists in the study of strata lying at depths of more than 3500 m. The main advantage of this tool is to increase the level of reliability of the forecast of oil and gas potential in the search and exploration of hydrocarbon deposits with a limited amount of geological information available for analysis.

Keywords: catagenesis, Jurassic, Western Siberia.

УДК 553.98

Преобразования нафтидов в процессе гипергенеза

Пунанова С.А.

Институт проблем нефти и газа Российской академии наук, Россия, 119333, Москва, ул. Губкина, 3. punanova@mail.ru

Обобщены исследования по трансформации состава нафтидов при гипергенных процессах в нефтегазоносных бассейнах мира (НГБ) с целью выявления их характерных особенностей. Материалом для обобщения послужили исследования микроэлементного (МЭ) состава нафтидов, проведенные нами по Волго-Уральскому, Тимано-Печорскому НГБ, Бузачинскому своду (Казахстан) и Афгано-Таджикской впадине (Таджикистан). Кроме того, был проработан большой аналитический материал по нефтям и твердым битумам НГБ России, Америки, Канады, Бразилии, Венесуэлы и Нигерии. Проведена типизация залежей вторично измененных гипергенных нафтидов, характеризующихся накоплением V, Ni, Mo, Co и др. МЭ, ассоциированных с тяжелыми смолисто-асфальтеновыми компонентами. Показаны пределы изменения содержаний V, Ni и металлопорфириновых комплексов (МПК) в ряду от тяжелых нефтей до природных битумов. На примере отдельных месторождений Тимано-Печорского региона оцениваются концентрации металлов в залежах в областях водонефтяного контакта (ВНК). Природные битумы и тяжелые нефти зоны гипергенеза, обогащенные металлами, относятся к нетрадиционным источникам углеводородного (УВ) сырья вследствие отсутствия или неразвитости технологий, обеспечивающих их рентабельное освоение. Промышленно ванадиеносные скопления-мегарезервуары, аккумулирующие гигантские запасы УВ, рассматриваются как комплексное сырье добычи нефти, газа и сопутствующих им металлов.

Ключевые слова: нафтиды, гипергенез, микроэлементы

Преобразование нафтидов при гипергенных процессах. В результате интенсивных восходящих движений нефти попадают либо на путях миграции, либо уже в залежах в область биохимического и/или химического окисления и подвергаются процессам физического выветривания, неорганического окисления, вымывания водами (промывания), биодеградации и осернения. В зонах гипергенеза под действием перечисленных процессов изменяются физико-химические свойства нефтей, УВ состав, а также содержание МЭ и их соотношения. В связи с потерей легких фракций в нефтях значительно возрастает абсолютная концентрация элементов, связанных со смолисто-асфальтеновыми компонентами – V, Ni, Co, Mo, Cr, и др. Кроме того, смолисто-асфальтеновые гетероатомные компоненты нефтей, контактирующих с маломинерализованными пластовыми водами

в зоне гипергенеза, способны сорбировать из вод МЭ с переменной валентностью (V, Fe, U). Наиболее измененные нефти встречаются в зонах активного водообмена на ВНК и на относительно небольших глубинах. Зоны накопления гипергенных нефтей приурочены, в основном, к крупным положительным структурам (своды, мегавалы, валы), испытавшим интенсивные восходящие движения на заключительных этапах своего развития.

В результате изменений нефтей в зоне гипергенеза сформированы крупнейшие и гигантские месторождения тяжелых нефтей и природных битумов в Западной Канаде, Восточной и Западной Венесуэле, США, России и других регионах. С точки зрения оценки ресурсов эти скопления являются нетрадиционными и признаны во многих регионах промышленно ванадиеносными, в связи с чем, они рассматриваются как комплексное сырье добычи УВ и сопутствующих им металлов (Мухаметшин, Пунанова, 2012; Каюкова и др., 2015; Hein, 2017).

Процесс биохимической эволюции существенно меняет УВ состав нефти. По мере усиления степени деградации происходит последовательное удаление определенных УВ соединений (n-алканов, изопреноидов, регулярных стеранов и гопанов). Биодеградация включает несколько стадий (уровней) воздействия на состав флюида с различной степенью деструкции классов УВ соединений.

Нефти палеогеновых отложений Афгано-Таджикской впадины, генетически связанные с карбонатной толщей бухарских слоев палеоцена Сурхандарьинской и Вахшской синклинорных зон и южной частью Кафирниганской антиклинальной зоны, испытали интенсивное и длительное воздействие гипергенных факторов. Это тяжелые (плотность 0,970 г/см^3), вязкие, смолисто-асфальтеновые (43,2%), сернистые (S=5,2%) нефти с повышенными промышленными концентрациями большинства МЭ. Золы нефтей обогащены относительно кларковых содержаний V (в тысячу раз), Ni и Cu (в 100 раз), Co (в 10 раз), Cr (в 5 раз) (Пунанова, 2014; Якуцени, 2005).

Нефти Бузачинского свода Туранской плиты на территории Республики Казахстан являются гипергенно измененными. Они характеризуются как тяжелые (0,920–0,940 г/см^3), высокоцикличные, высокосмолистые (18–30%), сернистые (до 2%), высоковязкие (до 500 мПа·с), с температурой застывания – (20–27°С), недонасыщенные газом в пластовых условиях. Эти параметры возрастают от свода структур к контурам залежей. Особенностью нефтей является повышенное содержание МЭ, имеющих промышленное значение. Содержания V, Ni, Cr, Cu, Mn по нашим данным колеблются в нефтях месторождений Северные Бузачи и Каражанбас соответственно (г/т): 190-240; 29-130; 3,8-8,5; 0,3-2,2; 0,5-1,4 (Пунанова, 2014).

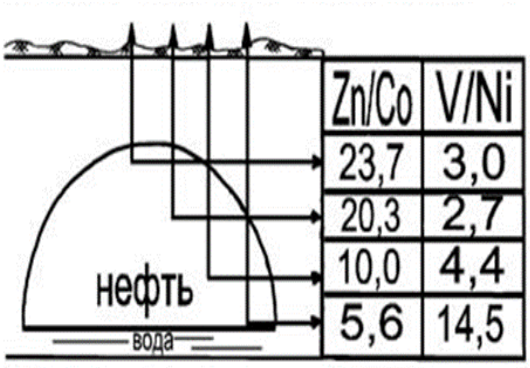


Рис.1. Изменение микроэлементных соотношений в нефтях Западно-Тэбукского месторождения при приближении к зоне ВНК (Пунанова, 2014)

Табл. 1. Изменение Zn/Co в нефтях Тимано-Печорского НГБ в зависимости от глубины нефтеносного горизонта (Пунанова, 2014)

Месторождение	Глубина нефтяного пласта, м	Zn/Co
Джьер	1562–1507	15,5
Нижняя Омра	1007–960	7,5
Верхняя Омра	947–938	4,4
Нибель	923–911	4,0
Вой-Вож	730–718	3,3
Ярега	250–200	1,2

Ярким примером существенной трансформации МЭ отношений являются нефти Западно-Тэбукского месторождения Тимано-Печорского НГБ, залегающие под поверхностью древнего размыва верхней части карбонатного комплекса девона (рис. 1). По мере приближения к зоне ВНК, где усиливаются процессы гипергенеза, отношение Zn/Co значительно уменьшается, а V/Ni возрастает. При сопоставлении нефтей терригенной толщи девона на месторождениях наиболее глубокого залегания пластов (месторождение Джьер) в сторону их выхода на поверхность (месторождение Ярега) по мере усиления процессов гипергенеза отчетливо наблюдается закономерное снижение отношения Zn/Co (табл. 1). Пониженные значения Zn/Co связаны с вымыванием Zn в воду, а повышенные величины V/Ni с существенным увеличением V из-за активной хемосорбции (Пунанова, 2014).

Выполненное нами моделирование в лабораторных условиях взаимодействия нефтей с водами низкой минерализации, характерными для зон гипергенеза, подтвердило процесс вымывания из

нефтей Zn и поглощение нефтью МЭ, в частности V и Fe из контактирующих вод; концентрации последних увеличивались в 1,3–12 раза (Пунанова, 2014).

Типизация гипергеннопреобразованных нафтидов. Анализ результатов исследований по воздействию гипергенеза на МЭ состав нафтидов позволил нам сгруппировать регионы с учетом их тектонической принадлежности и показать пределы изменения содержаний наиболее изученных элементов (V и Ni) и МПК в нефтях, затронутых и не затронутых преобразованием, а также в природных битумах, являющихся продуктами максимального проявления действия гипергенеза. Контрастность изменения МЭ показателей гипергенеза нефтей и диапазон обогащения нефтей и битумов микроэлементами определяется изначально различным их МЭ составом (табл. 2, рис. 2) (Пунанова, 2019; Пунанова, 2023).

Проведенная типизация нафтидов разных стадий онтогенеза показала, что нефти зоны гипергенеза являются нефтями вторично обогащенными МЭ. Это обычно ванадиевый (V > Ni > Fe) или железистый (Fe > V > Ni) типы нефтей. Нефти биодеградированы, тяжелые, высокосмолистые. Средние показатели: плотность – 0,953 г/см^3, сера – 4,21%, сумма смол и асфальтенов – 29%. Значительное обогащение МЭ происходит в результате потери нефтью легких фракций, а также химических и бактериальных процессов. Залежи нефтей в основном связаны с бассейнами древних и молодых плит, расположены на небольших глубинах (менее 2-х км) – нефти пермского возраста некоторых регионов Волго-Уральского НГБ (Татарский свод, Мелекесская впадина, Ульяновская область – Токмовский свод), нефти пермско-каменноугольного возраста Тимано-Печорского НГБ (Ухто-Ижемский вал, Варандей-Адьзвинская структура), юрско-мелового возраста Бузачинского свода, бухарских слоев Южно-Таджикской впадины и др. Кроме этого, залежи могут быть приурочены к тектонически мобильным областям земной коры, рифтовым зонам, авлакогенам, краевым прогибам, межгорным впадинам, альпийским подвижным поясам, к древним и молодым плитам, граничащим с областями альпийской складчатости (например, палеогеновые нефти и битумы Западно-Венесуэльского НГБ). Нафтиды (нефти и природные битумы) часто имеют рудные концентрации V, Ni, U, Re, Mo, Co и др., являются промышленно металлоносными.

Дополнительные данные об основных источниках МЭ в нафтидах и оценку влияния эндогенных и экзогенных процессов на их МЭ компоненту получены при анализе величины коэффициентов корреляции логарифмов содержаний МЭ в нафтидах с химическим составом земной коры разных уровней и биоты (Пунанова и др., 2020). В ряду геохимических объектов, представляющих собой генетическую последовательность превращений нафтидов в процессе эволюции нефтяных систем: от исходных углеродистых веществ осадочных пород к нефтям, и далее при их гипергенном или термальном вторичном преобразовании к природным битумам, происходит дифференциация связей их МЭ состава с составом земной коры и биоты.

Табл. 2. Изменение содержаний V, Ni и МПК (Vp и Nip) в нефтях и битумах в процессе гипергенеза

Объект исследования	Возраст продуктивных отложений	Значение показателей непреобразованных нефтей, г/т		Значение показателей на примере преобразованных нефтей, г/т		Нефтегазоносные бассейны, нефтегазоносные области
		V *(Vp)	Ni *(Nip)	V *(Vp)	Ni *(Nip)	
нефть	PR, D_3, C_{1-2}, P, J_3, K_1	70–120 (198–2000)	35–70 (15–35)	110–900 (187–4000)	70–140 (38–600)	Волго-Уральский (Татарский свод, Мелекесская впадина), Тимано-Печорский, Лено-Тунгусский, Западно-Канадский, Юта, округ Карбон, Оклахома, Вайоминг (США), Восточно-Венесуэльский («Оринокский битуминозный пояс»)
битум (мальта, асфальт)	C, P_{1-2}, K, палеоген-неоген	–	–	470–1092	87–170	
асфальтиты		–	–	1092–3640	160–640	
нефть	J_2–K_1	20–50 (75)	30–90 (10,5)	70–384 (550)	50–164 (24)	Южно-Мангышлакская (Бузачинский свод)
нефть	кайнозой, бухарские слои	210	80	570 (2250)	170 (720)	Сурхан-Вахшский Афгано-Таджикская впадина

нефть	K_1, палеоген	130,0	29,5	216–1000 (2270 Vp+Nip)	96	Западно-Венесуэльский (Маракаибский)
битум	палеоген	–	–	935–1250	110–150	
нефть**	K_1	3,7	5,4	13,8	25	Потигуар (Бразилия)

Примечание. *Данные по Vp, Nip (ванадиевым и никелевым МПК) указаны в скобках; **данные (Duyck et al., 2008) по V и Ni приведены в ppb (г/т×10^{-3}).

Основные результаты исследования сводятся к следующему. В зависимости от тектонической активности региона, перепада глубин вмещающих отложений, особенностей контактирующих с залежью пластовых вод существенно меняется ряд последовательных стадий окисления нафтидов: от легких нефтей к тяжелым, от тяжелых нефтей к асфальтитам, от мальт к керитам, что влечет за собой цепочку согласованных изменений УВ и МЭ состава. Были сгруппированы регионы с учетом их тектонической принадлежности и показаны пределы изменения содержаний наиболее изученных элементов (V и Ni) в нефтях и в природных битумах различного генезиса, затронутых процессами гипергенного преобразования. По содержанию «биогенных» элементов (V, Ni, Fe) и физико-химическим свойствам нефти зоны гипергенеза выделены нами в самостоятельный класс и являются нафтидами, вторично обогащенными МЭ, значительно отличаясь от класса нефтей, первично обогащенных МЭ.

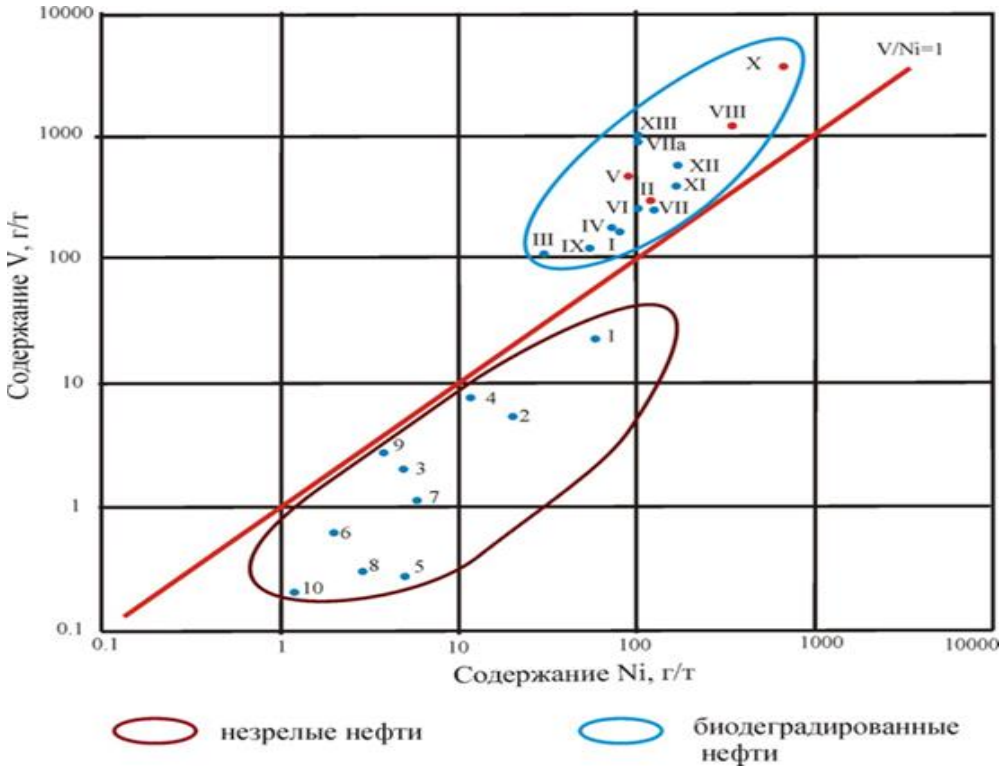


Рис. 2. Дифференциация содержаний ванадия и никеля в биодеградированных гипергеннопреобразованных) нефтях и твердых битумах и в нефтях ранней генерации (незрелых).
Биодеградированные нефти (битумы): I. Западная Канада; II. Западная Канада (битум); III. США (бассейн Скалистых Гор); IV. Венесуэла Ориноко; V. Ориноко (битум); VI. Тимано-Печора; VII. Волго-Урал (D-C); VII а. Волго-Урал (P); VIII. Волго-Урал (битум); IX. Лено-Тунгусский; X. Лено-Тунгусский (битум); XI. Мангышлак; XII. Туркмения (Афгано-Таджикская депрессия); XIII. Венесуэла Маракаибский.
Незрелые нефти: 1. Калифорния; 2. Белоруссия; 3. Сахалин; 4. Япония; 5. Азербайджан; 6. Грузия; 7. Предкавказье; 8. Китай; 9. Западная Сибирь (сеноман); 10. Новая Зеландия

***Р**абота выполнена в рамках государственного задания по теме: «Научно-методические основы поисков и разведки скоплений нефти и газа, приуроченных к мегарезервуарам осадочного чехла, 122022800253-3».*

Литература

Каюкова, Г. П. Свойства тяжелых нефтей и битумов пермских отложений Татарстана в природных и техногенных процессах / Г. П. Каюкова, С. М. Петров, Б. В. Успенский. – М.: ГЕОС. 2015. – 343 с.

Мухаметшин, Р. З. Нетрадиционные источники углеводородного сырья: геохимические особенности и аспекты освоения / Р. З. Мухаметшин, С. А. Пунанова // Нефтяное хозяйство. – 2012. № 3. – С. 28-32.

Пунанова, С. А. Генетические особенности микроэлементного состава нафтидов на основе корреляционного анализа / С. А. Пунанова, М. В. Родкин, Т. А. Рукавишникова // Экспозиция Нефть Газ. – 2020. № 4. – С. 30-34.

Пунанова, С. А. Гипергенно преобразованные нафтиды: особенности микроэлементного состава/ С. А. Пунанова // Геохимия. –2014. № 1. – С. 64-75.

Пунанова, С. А. Микроэлементы нафтидов нефтегазоносных бассейнов / С. А. Пунанова // ДАН. – 2019. Т. 488. № 5. – С. 10-107.

Пунанова, С. А. Промышленно ванадиеносные тяжелые нефти и природные битумы: мегарезервуары в нетрадиционных коллекторах / С. А. Пунанова // Рассохинские чтения : материалы конференции / под редакцией Р. В. Агиней. – Ухта : Изд-во УГТУ, 2023. – С. – 73-78.

Якуцени, С. П. Распространенность углеводородов, обогащенных тяжелыми элементами-примесями. Оценка экологических рисков / С. П. Якуцени. – СПб: Недра. 2005, – 372 с.

Duyck, C. Trace element distributions in biodegraded crude oils and fractions from the Potiguar Basin, Brazil / C. Duyck [et al] // Journal of the Brazilian Chemical Society. – 2008. 19(5). – P. 978–986.

Hein, F. J. Geology of bitumen and heavy oil: An overview / F. J. Hein // Journal of Petroleum Science and Engineering. – 2017. 154. – P. 551-563.

Punanova, S. A. Ecological Consequences of the Development of Shale Formations Containing Toxic Elements / S. A. Punanova, M. Ya. Shpirt // Solid Fuel Chemistry. –2018. No. 6. – P. 396-405.

Transformations of naphthides during hypergenesis

Punanova S.A.

Oil and Gas Research Institute Russian Academy of Sciences, *Russia, 119333, Moscow, Gubkin, 3, punanova@mail.ru*

The studies on the transformation of the composition of naphthides during hypergene processes in the oil and gas bearing basins of the world are summarized in order to identify their characteristic features. The material for generalization was the study of the trace element (TE) composition of naphthides, conducted by us in the Volga-Ural, Timan-Pechora oil and gas fields, Buzachi vault (Kazakhstan) and the Afghan-Tajik depression (Tajikistan). In addition, a large analytical material was worked out on oils and solid bitumens of oil and gas fields of Russia, America, Canada, Brazil, Venezuela and Nigeria. The typification of deposits of secondary altered supergene naphthides, characterized by the accumulation of V, Ni, Mo, Co, and other TEs, associated with heavy resinous-asphaltenic components, was carried out. The limits of change in the contents of V, Ni and metal porphyrin complexes are shown in the series from heavy oils to natural bitumen. On the example of individual deposits of the Timan-Pechora region, the concentrations of metals in deposits in the areas of oil-water contact are estimated. Natural bitumen and heavy oils of the hypergenesis zone, enriched in metals, are unconventional sources of hydrocarbon raw materials due to the lack or underdevelopment of technologies that ensure their profitable development. Industrially vanadium-bearing mega-reservoirs accumulating giant hydrocarbon reserves are considered as a complex raw material for the extraction of oil, gas and related metals.

Keywords: naphthides, hypergenesis, Trace Elements

УДК 550.42
Геохимические особенности осадков оз. Песчаное в приустьевой части р. Зея

Радомская В.И.[1], Юсупов Д.В.[2]

1 – Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Россия, 675000, г. Благовещенск, Релочный пер., 1, radomskaya@ascnet.ru

2 – Амурский государственный университет, Россия, 675027, г. Благовещенск, шоссе Игнатьевское шоссе, 21, yusupovd@mail.ru

Определены закономерности распределения элементов в донных осадках оз. Песчаное, расположенного в приустьевой части р. Зея. Образование озера и накопление отложений

происходило в поздний период голоцена. Пространственное распределение микроэлементов в донных осадках определялось интенсивностью процессов выветривания и поверхностным стоком с водосборной площади Нижне-Зейской впадины. Содержание микроэлементов определяется глинами, тяжелыми минералами, гидроксидами железа и не зависит от концентрации органического вещества. Выявлено антропогенное накопление некоторых элементов в верхней части озерной толщи.

Ключевые слова: озерные осадки, микроэлементы, корреляционный анализ.

Оз. Песчаное с органоминеральным типом осадконакопления расположено в котловине грядово-оползневого рельефа одноименного урочища на правом берегу нижнего течения р. Зея. Отбор проб осадков произведен в зоне зарастающего северного берега озера в 1 метре от уреза воды с помощью торфоразведочного бура Геллера. Пробурена скважина глубиной 7,5 м, с интервалом отбора проб керна в 5–10 см. Элементный состав проб осадков определяли атомно-эмиссионным и масс-спектральным методами в ИПТМ РАН. По данным радиоуглеродного датирования осадков и аппроксимации возраста от глубины отложений с помощью полиномиальной функции было определено время образования озера в результате схода оползня, которое произошло около 4460 лет назад (Радомская и др., 2022).

Среди основных породообразующих оксидов наибольшее содержание в осадках зафиксировано для SiO_2 (33-73%), Al_2O_3 (5-17%) и Fe_2O_3 (0,8-2,7%). Содержание K_2O варьируется от 0,47 до 2,8% (в среднем 0,73%). Содержание CaO, Na_2O, P_2O_5, TiO_2 и MgO ниже 1%. MnO варьируется от 0,019 до 0,035% (в среднем 0,028%). По сравнению с верхней континентальной корой (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) все породообразующие оксиды в отложениях оз. Песчаное сильно истощены. Истощение катионов Na, Ca, Sr указывает на выветривание в области источника сноса.

Микроэлементный состав осадков характеризуется относительным дефицитом практически всех проанализированных элементов. Исключение составляют As и Sb, которые обогащены по сравнению с верхней континентальной корой в среднем в 9,5 и 4,7 раза. Отмечается небольшое накопление Co, Ni, Mo, Cd, Bi в осадках. Концентрации V, Zn, Cr, Be приближены к верхней континентальной коре. Суммарные концентрации РЗЭ варьируют от 55 до 144 мг/кг, что ниже содержания РЗЭ в эталоне глинистых пород PAAS (185 г/т) (Тейлор, МакЛеннан, 1988). При этом наибольшие концентрации РЗЭ свойственны отложениям нижней части органоминеральных отложений 450-740 см, за исключением подошвы (740-750 см). Легкие РЗЭ более распространены, чем тяжелые РЗЭ.

Отрицательная корреляция между РЗЭ и P указывает на то, что в осадках фосфорсодержащие минералы не содержат РЗЭ. Сильная корреляция между РЗЭ и Fe означает, что фазы Fe-оксигидроксидов играют существенную роль в концентрировании РЗЭ. Сильная положительная корреляция между лантаноидами и Zr (r=0,81), Hf (0,82), TiO_2 (r=0,83), Al_2O_3 (r=0,74), предполагает их общее происхождение, то есть терригенный источник, связанный с тяжелыми минералами, оксидами титана, с глинами. Коэффициенты корреляции потерь при прокаливании (ППП) и металлов изменяются от –0.86 (Tl) до 0.19 (As). Исключение составляет Mo, для которого r=0,64. Слабая корреляционная связь между концентрациями металлов в осадках и ППП свидетельствует о преимущественно терригенном характере поступления микроэлементов.

Были рассчитаны коэффициенты обогащения (EF) по отношению к Sc согласно выражению, приведенному в (Радомская и др., 2018а). Геохимическая специфика отложений озера Песчаного выражается в аккумуляции Pb, Hg Zn, Co, Mo, Be, As по сравнению с кларками сланца. Для всех слоев органоминеральных отложений отмечаются повышенные коэффициенты обогащения для этих элементов. Обогащение может быть связанно с растениями торфообразователями, которые, отмирая, образуют органогенный осадок, обогащая его элементами, накопленными при жизни. Обогащенность органоминеральных отложений As (EF 1.1-2.8) вероятно связана с его поступлением в озерную воду из окружающих болот. Верхняя часть толщи отложений (< 55 см) характеризуется повышенной аккумуляцией элементов по сравнению с другими горизонтами: Hg (EF 2); Cd (EF 1,4); Pb (EF 2,1), Zn (EF 1,9). Вероятно, более высокие накопления данных элементов обусловлены техногенными нагрузками, т.к. возраст слоя аккумуляции составляет 230 лет и соответствует периоду антропогенных нагрузок на естественные экосистемы.

Согласно результатам факторного анализа на долю первого фактора приходится 58,44% факторной дисперсии, на долю второго фактора - 19,9% дисперсии, третий фактор несет незначительную долю (8,7%) информации. Фактор I характеризуется большими нагрузками значительной группы элементов (Ti, Al, Fe, Mg, Li, Be, Sc, V, Co, Cr, Ni, Zn, Ga, Y, Nb, Cd, Sb, Cs, Ta, Cu, Bi, Th, U, W, РЗЭ, Zr, Hf). Первый фактор при интерпретации коэффициентов факторных нагрузок обобщает в себе действие любых реальных процессов, способствующих увеличению концентраций этих элементов в совокупности (Радомская и др., 2018б). Высокая положительная корреляция вышеперечисленных элементов с Zr и Hf предполагает их общее происхождение, то есть терригенный источник, связанный с тяжелыми минералами. Фактор II представлен группой щелочных и щелочноземельных элементов – Na, K, Rb, Ba, Sr. Этот фактор также показывает высокую

положительную нагрузку для Si, Tl и высокую отрицательную нагрузку для C. Фактор III имеет высокую отрицательную нагрузку по Ca и положительную по As.

Корреляционный и факторный анализ показывает, что геохимическая ассоциация большинства микроэлементов и РЗЭ в органоминеральных отложениях в основном связана с глинами, тяжелыми минералами, гидроксидами железа. Геохимический состав органоминеральных отложений также определяется составом исходной породы, интенсивностью выветривания и процессами, контролирующими распределение элементов в осадочной толще при осадконакоплении.

Для анализа условий осадконакопления использовались отношения химических элементов и модулей, в частности индекс интенсивности химического выветривания (CIA). Для исследуемых осадков CIA колеблется в пределах 62 - 86. Наименьшая степень переработки материала у пород донных отложений зафиксированы на глубине 65-120 см и наибольшая у донных осадков на глубине 120-740 см (CIA> 70). Осадки с глубины 680-690, 720-730, 740-750 имеют коэффициент CIA 85-86, что указывает на выветренные породы, и вероятность образование каолинита.

Тенденция выветривания может быть оценена с помощью соотношения Th/U, значение Th/U более 4, является показателем химического выветривания вследствие большей потери U в этом процессе. Значение Th/U варьирует в интервале 3-4, что указывает на умеренную стадию выветривания и отсутствие сильного воздействия атмосферных явлений на органоминеральные отложения. Данный вывод позволяет предположить, что отложения образовались из горных пород и что преобладающим процессом является физическое выветривание в бассейне и поверхностный снос.

Литература

Радомская, В.И Минеральный состав и геохимические особенности органоминеральных отложений урочища озера Песчаное в южной части Амуро-Зейского междуречья / В.И. Радомская, Д.В. Юсупов, Л.М. Павлова, С.М. Радомский, В.А. Демчук, Н.В. Моисеенко, Т.В. Кезина, Т.Н. Веклич, С.Я. Кулик // Литосфера. – 2022. – № 2. – С. 251–271.

Радомская, В.И. Редкоземельные элементы в атмосферных осадках на территории г. Благовещенска / В.И. Радомская, Д.В. Юсупов, Л.М. Павлова // Геохимия. – 2018а. – № 2. – С. 197-206.

Радомская, И.В. Многомерный статистический анализ содержаний элементов в снеговом покрове г. Благовещенска / И.В. Радомская, Д.В. Юсупов, Л.М. Павлова, А.Г. Сергеева, Н.А. Бородина //. Региональная экология. – 2018б. – №2. – С. 15-28.

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

Geochemical features of the sediments of Lake Peschanoe in the mouth part of the Zeya River

Radomskaya V.I.[1], Yusupov D.V.[2]

[1]Institute of Geology and Environmental Management FEB RAS, Russia, 675000, Blagoveshchensk, Relochny per., 1, radomskaya@ascnet.ru

[2]Amur State University, Russia, 675027, Blagoveshchensk, Ignatievskoe shosse 21, yusupovd@mail.ru

The regularities of the distribution of elements in the bottom sediments of Lake Peschanoe, located in the estuarine part of the Zeya River, were determined. The formation of the lake and the accumulation of sediments took place in the late period of the Holocene. The spatial distribution of microelements in bottom sediments was determined by the intensity of weathering processes and surface runoff from the catchment area of the Lower Zeya depression. The content of trace elements is determined by clays, heavy minerals, iron hydroxides and does not depend on the concentration of organic matter. Anthropogenic accumulation of some elements in the upper part of the lake layer was revealed.

Keywords: lake sediments, microelements, correlation analysis.

УДК 552.5+553.9+551.762.3
Позднеюрско-раннемеловое дизоксидно-аноксидное событие (SDAE) в эпиконтинентальных морских бассейнах Северного полушария

Рогов М.А.[1], Щепетова Е.В.[1], Захаров В.А.[1]

1 – Геологический институт Российской Академии наук. Россия, 119017, г. Москва, Пыжевский пер.,7 стр. 1, russianjurassic@gmail.com; shchepetova@ginras.ru

Проанализированы седиментологические, геохимические и биотические признаки высокоуглеродистых отложений верхней юры – низов нижнего мела, накапливавшихся на Русской плите и в других районах Северного полушария; обосновано проявление субглобального продолжительного (около 20 млн. лет) шельфового дизоксидно-аноксидного события (SDAE) на рубеже юры и мела в высоких и средних широтах, сформулированы его основные особенности, отличающие данное событие от океанских аноксидных событий (OAE) – диахронность его наступления а разных регионах, отсутствие существенных изотопных сдвигов и нарушений углеродного цикла, значимых биотических кризисов. Показано, что в течение этого события формировались углеродистые сланцы двух типов: 1) суббореального – в виде тонких прослоев, исключительно высоко (>10%) обогащенных морским ОВ (тип керогена I-II), содержащих многочисленные остатки бентосной фауны а также 2) бореального типа – в виде довольно мощных толщ морских осадков с относительно равномерным распределением высоких содержаний ОВ и признаками существования стабильной бассейновой аноксии. Широкое распространение чёрных сланцев в конце юры – начале мела могло быть связано с потеплением и изменениями в океанской циркуляции, а также долговременной дестабилизацией планктонных сообществ и ростом их продуктивности: расширением ареалов обитания первичных продуцентов ОВ за счет прохладных, относительно более «мутных», но богатых нутриентами обширных эпиконтинентальных морей умеренных и высоких широт, и всплесками биопродуктивности на начальных этапах их освоения.

Ключевые слова: черные сланцы, поздняя юра–ранний мел, дизоксидно-аноксидное событие

В мезозойских отложениях черносланцевые толщи распространены необычайно широко. Накопление существенной части чёрных сланцев связывается с проявлением кратковременных, но глобально выраженных океанических аноксидных событий (oceanic anoxic events, или OAE (Jenkyns, 1980,1999, 2010) и др.)

Чёрные сланцы, связанные с OAE, обладают рядом общих признаков:

1) как правило, они накапливались в глубоководных океанических, реже в мелководных шельфовых обстановках и были широко распространены по всему миру;

2) с черносланцевыми эпизодами обычно ассоциируются существенные колебания изотопного состава углерода, а также резкие изменения климата (обычно резкое потепление в начале события), и уровня моря (обширные трансгрессии);

3) длительность океанических аноксидных событий в масштабах геологического времени невелика и составляет десятки – сотни тысяч лет; соответственно, и мощность чёрных сланцев обычно мала, от дециметров до метров;

4) начало и окончание накопления чёрных сланцев во время таких событий, как правило, синхронны в разных бассейнах, и с появлением чёрных сланцев часто связаны наиболее значимые изотопные экскурсы.

Высокоуглеродистые отложения пограничного интервала юры и мела привлекают пристальное внимание специалистов во всем мире. В морских отложениях этого возрастного интервала углеродистые сланцы известны на шельфах Северного, Норвежского и Баренцева морей, в Восточной и Северной Гренландии, на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа, в Западной и Восточной Сибири, в европейской части России и Центральной Польше, в Арктической Канаде и на Аляске, на Тибете и в Антарктиде, Аргентине и Фолклендских островах.

Эти, как правило, исключительно высокоуглеродистые толщи ($C_{орг}$ >10%) или отдельные горизонты, которые характеризуются следующими специфическими особенностями:

1) они приурочены главным образом к шельфовым отложениям высоких и средних широт Северного и Южного полушария и практически отсутствуют в низких широтах, практически нет их и в глубоководных отложениях;

2) и начало, и окончание накопления чёрных сланцев внутри этого временного интервала диахронны в различных палеобассейнах, а иногда и в пределах одного бассейна осадконакопления;

3) накопление обогащённых морским органическим веществом тонкослоистых осадков происходило в течение миллионов лет (до примерно 20 млн. лет на шельфе Баренцева моря);

4) в рассматриваемом интервале не установлены сколько-нибудь широко прослеживаемые изотопные экскурсы, нет и признаков резких колебаний климата;

5) несмотря на то, что столь длительные условия с дефицитом кислорода в придонных водах влияли на бентосные сообщества, в этом временном интервале в регионах развития чёрных сланцев не отмечается существенных биотических перестроек или ярко выраженных явлений вымирания тех или иных организмов.

Ранее некоторые исследователи предлагали выделять «позднеюрское аноксидное океаническое событие» или «оксфорд-кимериджское океаническое аноксидное событие» (Nozaki et al. 2013; Trabucho-Alexandre et al. 2012;), однако специфические черты и существенные отличия обстановок

накопления черносланцевых отложений в пределах рассматриваемого интервала позволяют установить здесь принципиально новый тип событий, связанных с дефицитом кислорода в придонных водах – а именно, позднеюрско– раннемеловое «шельфовое дизоксидно-аноксидное событие» (Rogov et al., 2020).

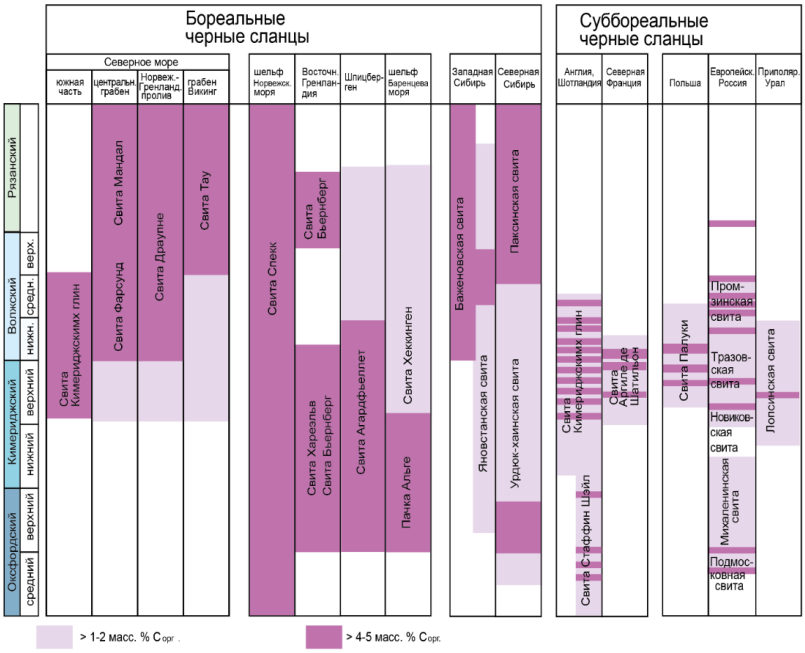


Рис. 1. Распространение черных сланцев бореального (холодноводного) и суббореального (прохладные воды) типов, накопившихся в течение позднеюрско-неокомского дизоксидно-аноксидного события (SDAE) в Северном полушарии. Светло- и тёмно-розовой заливкой показаны интервалы с относительно более и менее высокой концентрацией органического углерода в отложениях, по (Rogov et al., 2020), с изменениями

Показано, что в течение этого события формировались углеродистые сланцы двух типов: суббореального – в виде тонких прослоев, исключительно высоко (>10%) обогащенных морским ОВ (тип керогена I-II), обычно содержащих многочисленные остатки бентосной фауны (Страхов,1934 Гаврилов и др., 2008;2014; Ribulleau et al., 2001; Tribovillard et al., 2001 и др.), а также бореального типа – в виде довольно мощных толщ морских осадков с относительно равномерным распределением высоких содержаний ОВ и признаками существования стабильной бассейновой аноксии (Брадучан, 1976;1989; Рыжкова и др., 2018; Ineson et al., 2003; 2023; Langrock, Stein, 2001 и др.).

Нами были детально рассмотрены особенности строения разрезов в разных районах развития данного события. Оказалось, что в пограничном интервале юры и мела можно выделить два существенно различающихся типа черносланцевых отложений. Один из них, приуроченный к сравнительно низкоширотным районам запада Евразии (главным образом от Англии до европейской части России, восточнее это тип отмечается только на Приполярном Урале) был отнесен к «суббореальному» типу черных сланцев. Для него характерно переслаивание тонкослоистых чёрных сланцев, в которых нередко отмечаются исключительно высокие концентрации органического вещества (обычно 20–30, до 40%), с глинами, алевритами и песками, в которых органического вещества практически нет. Соответственно, накопление таких черносланцевых прослоев происходило в обстановках периодического изменения содержания кислорода в придонном слое воды от сильного дефицита до нормальной концентрации. Это хорошо видно по тем окаменелостям, которые встречаются в черносланцевых прослоях и между ними – хотя нектонные и планктонные организмы представлены и там, и там, и зачастую это одни и те же виды, бентос в черносланцевых прослоях и вне их различается весьма существенно. Как правило, в черносланцевых прослоях разнообразие бентоса низкое, и по числу находок резко доминируют один-два вида (обычно это двустворки Buchia и Inoceramus). Черные сланцы «суббореального» типа широко распространены в верхней юре и базальной части мела европейской части России.

Второй тип чёрных сланцев – «бореальный» – развит преимущественно в более высоких широтах. Он характеризуется преобладанием монотонных слоёв и пачек черносланцевых отложений (обычно мощностью в десятки метров). В таких отложениях могут присутствовать единичные прослои алевролитов, песчаников или карбонатных конкреций, но обычно они составляют весьма незначительную часть отложений. Для бореальных чёрных сланцев характерны менее значительные колебания количества захороненного в осадке органического вещества во времени, но при этом максимальные величины его содержания обычно несколько меньше, чем характерные для

суббореальных чёрных сланцев (обычно до 10%, реже до 20% и выше). Биота бореальных чёрных сланцев достаточно однообразна – обычно в них встречаются остатки головоногих моллюсков, двустворчатые моллюски Buchia и Inoceramus (иногда им сопутствсуют устрицы, прикреплявшиеся к плавающим аммонитам), а также устойчивые к дефициту кислорода брахиоподы Lingula. Условия дефицита кислорода благоприятны для сохранения остатков морских позвоночных, и в бореальных чёрных сланцах известны местонахождения скелетов морских рептилий (например, на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа см. Delsett et al., 2016); впрочем, многочисленные и разнообразные позвоночные встречаются также и в суббореальных чёрных сланцах (Zverkov, Efimov, 2019).В каждом отдельном регионе стратиграфические уровни появления и исчезновением чёрных сланцев, приуроченных к «шельфовому дизоксидно-аноксидному событию» различаются. Тем не менее, в пределах интервала на границе юры и мела, соответствующего средне- и верхневолжскому подъярусам, подобные отложения были распространены практически повсеместно (рис. 1).

Но каковы же причины шельфового дизоксидно-аноксидного события? Известно, что на позднюю юру приходится отчетливо выраженное потепление, однако его масштабы были не настолько значительны, чтобы вызвать подобное субглобальное событие. Других более или менее ярко выраженных абиотических событий в конце юры – начале мела тоже, на первый взгляд, нет. Распад Пангеи начался задолго до этого времени, и если судить по соотношению изотопов стронция в раковинах моллюсков, то связанный с этим процессом пик гидротермальной активности пришёлся на конец средней юры – самое начало поздней юры. В конце юры – начале мела фиксируется несколько крупных импактных событий, но их связь с какими-либо биотическими перестройками спорна, и тем более сомнительно их влияние на накопление черносланцевых отложений.

По-видимому, причины крупного шельфового дизоксидно-аноксидного события следует искать в изменениях морской биоты. Широкое распространение чёрных сланцев в конце юры – начале мела могло быть связано с долговременной дестабилизацией планктонных сообществ и ростом их продуктивности: расширением ареалов обитания первичных продуцентов ОВ за счет прохладных, относительно более «мутных», но богатых нутриентами обширных эпиконтинентальных морей умеренных и высоких широт, и всплесками биопродуктивности на начальных этапах их освоения.

Литература

Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтегазоносность). Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.

Брадучан Ю.В., Захаров В.А., Месежников М.С. Стратиграфия и условия образования битуминозных отложений верхней юры-неокома Европейской части СССР и Западной Сибири //Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Стратиграфия и палеонтология: Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК. / Под ред. Соколова Б.С. М.: Наука, 1989 С. 108–115.

Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 4. С. 396–424.

Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Щербинина Е.А. (2014) Седиментологические и геохимические обстановки формирования углеродистых толщ в мезозойских палеобассейнах Европейской части России // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика. 2014. Вып. 1(9). С. 1-30.

Страхов Н.М. Горючие сланцы зоны Perisphinctes panderi d'Orb. (Очерк литологии) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1934. Т. XII., Вып. 2. С. 200–248.

Рыжкова С.Д., Бурштейн Л.М. Ершов С.В. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири: строение, корреляция и толщины // Геология и геофизика, 2018. Т. 59. № 7. С. 1053-1074.

Delsett L.L., Novis, L.K., Roberts A.J., Koevoets M.J. et al. The Slottsmoya marine reptile Lagerstatte: depositional environments, taphonomy and diagenesis // Geol. Soc. Spec. Pub. 2016. V. 434. P. 165-188.

Ineson J.R., Bojesen-Koefoed J.A., Dybkjær K., Nielsen L.H. Volgian-Ryazanian ‘hot shales’ of the Bo Member (Farsund Formation) in the Danish Central Graben, North Sea: stratigraphy, facies and geochemistry // Geological Survey of Denmark and Greenland Bull. 2003. V. 1. P. 403–436.

Langrock U., Stein R. Origin of marine petroleum source rocks from the Late Jurassic to Early Cretaceous Norwegian Greenland Seaway – evidence for stagnation and upwelling // Mar. Pet. Geol. 2004. V. 21. P. 157-176.

Nozaki T., Kato Y., Suzuki K. Late Jurassic Ocean anoxic event: evidence from voluminous sulphide deposition and preservation in the Panthalassa // Scientific Reports. 2013. V. 3, 1889.

Jenkyns H.C. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans // J. Geol. Soc. 1980. V. 137. P. 171-188.

Jenkyns H.C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events // Geochem. Geophys. Geosyst. 2010. V. 11(3). Q03004.

Rogov M.A., Shchepetova E.V., Zakharov V.A. Late Jurassic – earliest Cretaceous prolonged shelf dysoxic–anoxic event and its possible causes // Geol. Mag. 2020. V. 157. P. 1622–1642

Riboulleau A., Baudin F., Deconink J.-F. et al. Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Volga Basin, Russia) // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2003. V. 197. P.171–197.

Trabucho-Alexandre J., Hay W.W., De Boer P.L. Phanerozoic environments of black shale deposition and the Wilson Cycle // Solid Earth. 2012. V.3. P. 29–42.

Tribovillard, N., Bialkowski A., Tyson, R.V. et al. Organic facies variation in the late Kimmeridgian of the Boulonnais area northernmost France) // Mar. Pet. Geol. 2001. V. 18. P. 371-389.

Zverkov N.G., Efimov V.M. Revision of Undorosaurus, a mysterious Late Jurassic ichthyosaur of the Boreal Realm // J. Syst. Palaeontol. 2019. V. 17. P. 963-993.

Late Jurassic – Early Cretaceous dysoxic-anoxic event (SDAE) in the epicontinental seas of the Northern Hemisphere

Rogov M.A.[1], Shchepetova E.V.[1], Zakharov V.A.[1]

1 – Geological Institute of. Russian Academy of sciences, 119017, Moscow, Pyzhevsky lane 7, bld. 1, russianjurassic@gmail.com; shchepetova@ginras.ru

Sedimentological, geochemical and biotic characteristics of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous organic-rich shales accumulated in epicontinental seas covered the Russian Platform and other areas were analyzed, and occurrence of a sub-global long-lasting (up to ~ 20 My) shelf dysoxic-anoxic event (SDAE) in the Northern Hemisphere inferred. The main features that distinguish this event from oceanic anoxic events (OAE) such as the diachroneity of its onset and termination in different regions, no isotopic signatures of significant carbon cycle disturbances and evidences of any remarkable biotic extinctions, were summarized. It is shown that two patterns of black shale deposition during SDAE are recognized: Subboreal type, with numerous thin black shale beds, bounded by sediments with very low organic carbon values; (2) Boreal type, distinguished by predominantly thick black shale successions showing high organic carbon concentrations and brief signs of prolonged anoxic to dysoxic conditions. The causes of this SDAE are linked to long-term warming and changes in oceanic circulation and, additionally, the long-term disturbance of planktonic communities, due to expansion into the cool, more "turbid" and nutrient-rich epicontinental seas of moderate and high latitudes, may have triggered overall increased productivity in anoxia-prone environments

Keywords: black shales, Upper Jurassic–Lower Cretaceous, dysoxic-anoxic event

УДК 553.98

Закономерности преобразования нафтидов в процессе гипергенеза на основе корреляционного анализа их микроэлементного состава

Родкин М.В.[1,2], Пунанова С.А.[1]

[1] Институт проблем нефти и газа Российской академии наук. Россия, 119333, Москва, ул. Губкина, д. 3. mihail.rodkin@gmail.com, punanova@mail.ru

[2] Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 1Б, 693022, Южно-Сахалинск, Россия

Обобщены результаты корреляционного анализа микроэлементного (МЭ) состава нафтидов в процессе гипергенеза в нефтегазоносных бассейнах мира (НГБ). Материалом для обобщения послужили анализы МЭ состава нафтидов по данным разных авторов. Проводился расчет коэффициентов корреляции МЭ состава нафтидов с модельными химическими составами верхней, средней и нижней земной коры и с разными типами биоты. Показано систематическое изменение характера МЭ состава в процессе преобразования от исходного рассеянного органического вещества к нефтям и далее к продуктам деградации нефти (битумам, асфальтам). В ходе такого преобразования систематически уменьшается корреляция с составом биоты и растет связь с составом нижних горизонтов коры. Такая тенденция интерпретируется как следствие переработки рассеянного органического вещества и далее нафтидов восходящим потоком флюидов с глубиной заложения флюидной системы на уровне нижней коры.

Ключевые слова: нафтиды, микроэлементы, глубинный флюидный режим

Постановка задачи и данные. Обычно применяемые в геохимических исследованиях сравнения МЭ состава природных объектов (в частности, нафтидов) основываются на данных о концентрации некоторых характерных элементов. Однако концентрации отдельных МЭ очень изменчивы, зависят от большого числа часто неизвестных или плохо известных факторов. Отсюда результаты таких сравнений часто неустойчивы, неоднозначны, а иногда и противоречивы. В соответствии с закономерностями статистики, использование большего объема данных, большей статистики позволяет уменьшить случайные погрешности. Метод корреляционного анализа, когда используются данные о концентрации всех МЭ, а не только отдельных (предположительно наиболее характерных) дает более устойчивые результаты сравнения, хотя и с определенным уменьшением чувствительности метода анализа. В связи со спецификой метода (расчет коэффициентов корреляции (КК)), в анализе не использовались результаты анализов образцов с малым числом определений содержаний МЭ (обычно менее 30 определений разных МЭ). При этом расчёт значений КК проводится в логарифмическом масштабе, что позволяет учитывать данные по элементам с очень малыми содержаниями. Применение корреляционного анализа стало возможным в результате определения МЭ состава образцов методом ICP-MS (масс-спектрометрия с ионизацией пробы в индуктивно связанной плазме), когда с большой точностью определяются концентрации большого числа элементов.

С целью получения более достоверных результатов авторами была скомпилирована база данных (БД) по содержанию МЭ в различных объектах. По данным БД рассчитывался КК МЭ состава проб с модельными составами верхней, средней и нижней коры по модели (Rudnick, Gao, 2003) и с четырьмя типами биоты – водными и наземными организмами, животными и растениями (Bowen, 1966). Кроме данных по углеродсодержащим породам и нафтидам (образцы на основе рассеянного органического вещества (РОВ) горных пород, сырые нефти и смолисто-асфальтеновым компоненты нефти, природные битумы и асфальты), в БД включены результаты анализа МЭ состава углекислых и грязевулканических вод Большого Кавказа. Более подробно представлены данные по МЭ составу нефтей Ромашкинского месторождения и его месторождений-сателлитов, а также месторождений Западной Сибири и Камчатки (в частности, по МЭ составу уникальных нефтепроявлений кальдеры вулкана Узон). Всего собрано до 300 результатов анализов. Информация о БД приведена в работе авторов (Родкин, Пунанова, 2022).

Результаты анализа изменений МЭ состава нафтидов в гипергенезе. Анализировались результаты расчетов КК МЭ состава проб с химическими составами разных горизонтов земной коры и биоты разного типа. Использованы результаты определения МЭ состава проб битумоидов (растворимые компоненты ОВ пород), сырых нефтей и смолисто-асфальтеновых компонент нефти, а также асфальтов. Этот ряд характеризует последовательность изменения углеродсодержащего вещества от исходного РОВ к нефтям, и далее к преобразованным в гипергенезе продуктам деградации нефти (природным битумам, асфальтам). Результаты сопоставления представлены на рис. 1.

По оси абсцисс на рисунке отложена разность значений КК содержаний элементов в пробах с составами нижней и верхней коры, а по оси ординат – КК между содержанием элементов в пробах и в биоте (использовано максимальное значение КК с одним из видов биоты). При большом разбросе значений КК отчетливо видна общая тенденция. В ряду от типично приповерхностных образований (глины, угли, сланцы) к экстрактам из вмещающих пород (битумоидам) – к нефтям и далее к продуктам деградации нефти (природным битумам, асфальтам) наблюдается уменьшение корреляционной связи МЭ состава образцов с химическим составом биоты и рост разницы КК с составами нижней и верхней континентальной коры. Для данных по нефти, в целях лучшей визуализации результатов, представлены данные КК для средних значений основных НГБ России; данные по отдельным пробам нефтей дают разброс с центром в этих значениях и не приведены, чтобы не перегружать рисунок.

Отдельно отметим значения КК для трех опробований для молодых нефтей кальдеры вулкана Узон (Камчатка) по данным (Добрецов и др., 2015). Для этих проб максимальна связь не с нижней, а со средней или верхней корой, а также наблюдаются повышенные значения КК с биотой. Эта особенность объясняется в рамках модели активного нефтегенеза по схеме неравновесного проточного реактора (Родкин, 2004; Родкин, Рукавишникова, 2015), в значительной степени являющейся развитием и детализацией флюидодинамической модели нефтегенеза (Соколов, 1996). В работах авторов (Родкин и др., 2016; Пунанова, Родкин, 2019; 2021; Rodkin et al., 2021; и др.) флюидный режим областей активного нефтегенеза связывается с восходящим потоком молодых низкоминерализованных вод – продуктов дегидратации пород континентальной коры. В специфических условиях высокого теплового потока на Камчатке (и в особенности в районе кальдеры вулкана Узон) процессы дегидратации протекают на меньших глубинах; поэтому восходящий низкоминерализованный глубинный флюидный поток несет геохимическую метку не нижней, а верхней или средней коры.

Получаем, что глины, угли, сланцы, экстракты из РОВ вмещающих пород (битумоиды) наследуют в решающей степени составы верхней коры и биоты, тогда как нефти и особенно асфальты уже сильно преобразованы и имеют максимальную связь МЭ состава с химическим составом нижней коры, при

меньшей связи с биотой. При этом для подавляющей части нефтей и их смолисто-асфальтеновых компонент характерны промежуточные значения их МЭ состава.

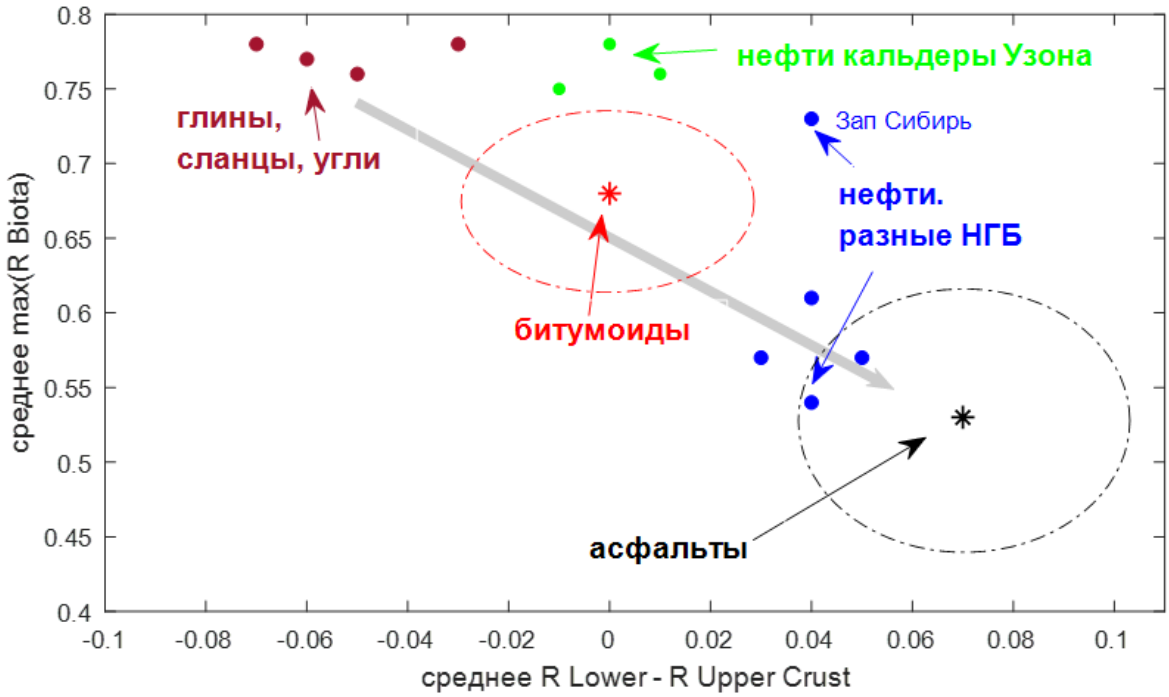


Рис. 1. Общая тенденция (показана серой стрелкой) изменения характера МЭ состава от углей и сланцев к нефтям и продуктам деградации нефти (асфальты)

Приведенные результаты весомо подкрепляют сделанные уже ранее выводы о полигенности источника МЭ нафтидов (Пунанова, 2004; Готтих и др., 2008; и др.), связанного как с исходным для нефтеобразования живым веществом (биогенные элементы), так и с глубинными нижнекоровыми флюидами (абиогенные элементы). При этом этот вывод дополнен количественными оценками величин вклада и их изменений в ходе развития гипергенных преобразований осадочной толщи. Заметим, что если учесть различие вклада МЭ по массе, то основным источником МЭ во всей последовательности нафтидов, несомненно, окажется живое вещество. Но в процессе гипергенеза все большую роль играют глубинные процессы, поставляющие в состав нефтей глубинные элементы.

Дополнительно отметим, что развитие глубинных восходящих потоков водного флюида хорошо согласуется с сейсмологическими данными. В (Rodkin, 2022) показана типичность распространения процесса сейсмического разрушения вверх, что наиболее естественно связать с наличием в очаговой области легкого флюида, тенденция к подъему которого в область более низких давлений и порождает такую тенденцию развития процессов вспарывания в очагах землетрясений.

Обсуждение и выводы. Дан обзор результатов применения корреляционного анализа для исследования МЭ состава каустобиолитов и флюидов. Результаты анализа содержаний МЭ данной пробы сравниваются с модельными составами верхней, средней и нижней континентальной коры и с типовым химическим составом четырёх типов биоты (растения и животные, водные и наземные организмы). Фактологической основой для сравнения является скомпилированная авторами БД по МЭ составу проб каустобиолитов, грязевулканических и углекислых флюидов; всего более 300 анализов по данным разных авторов.

При достаточном числе и точности определения содержания МЭ предлагаемый метод позволяет определить доминирующий исходный тип биоты и глубину корней соответствующей флюидной системы (уровни верхней, средней, или нижней коры). В последовательности рассеянное ОВ (растворимые компоненты ОВ пород) – нефти и смолисто-асфальтеновые компоненты нефти – природные битумы и асфальты однонаправленно изменяются значения КК между содержаниями МЭ нафтидов с составами биоты и с химическим составом земной коры. Корреляционная связь МЭ состава нафтидов с составом биоты уменьшается, а разница КК с химическим составом нижней и верхней коры растет. Верхнекоровые субстанции, такие как сланцы, глины и угли характеризуются максимальными значениями корреляции их МЭ состава с составом биоты и более тесной корреляцией с составом верхней коры, нежели со средней и нижней, а МЭ состав нефтей и продуктов деградации нефти указывает на их переработку с участием глубинных флюидов. Тем самым, проведенный

корреляционный анализ количественно подтвердил ранее полученный на качественном уровне вывод о полигенном характере МЭ состава нафтидов.

Подчеркнем, что вывод о полигенезе МЭ состава флюидов и сильной переработке нефтей и продуктов их деградации глубинным (по крайней мере, нижнекоровым) потоком флюида еще не указывает на полигенез собственно УВ компоненты нефтей, как это предполагается, например, в (Дмитриевский, 2008). Однако, в пользу наличия также и глубинной УВ компоненты свидетельствует выявленная для ряда районов пусть и слабая, но достаточно статистически значимая корреляция между изотопным составом метана и изотопией гелия, что, по-видимому, достаточно определенно указывает на смешение корового и мантийного метана, при том, что изотопия метана не отличается от типично коровых значений (Родкин, Рукавишникова, 2015). В этой связи отметим определенную неоднозначность трактовки, например метана, как корового или мантийного. Приповерхностный метан, вовлеченный в процесс субдукции и затем рециклированный в земную кору может быть по изотопному составу типично коровым, при том, что тектонически он будет уже мантийным. Вопрос этот требует дополнительного рассмотрения.

Работа выполнена в рамках плана НИР ИМГиГ ДВО РАН и ИПНГ РАН (тема FMME-2022-0004, номер государственной регистрации 122022800270-0 и тема «Научно-методические основы поисков и разведки скоплений нефти и газа, приуроченных к мегарезервуарам осадочного чехла», номер государственной регистрации 122022800253-3).

Литература

Готтих, Р. П. Геохимические особенности нефти различных регионов и возможный источник металлов в ней / Р. П. Готтих, Б. И. Писоцкий, Д. З. Журавлев // Докл. РАН. – 2008. Т. 422. № 1. – С. 88-92.

Дмитриевский, А. Н. Полигенез нефти и газа / А. Н. Дмитриевский // Докл. РАН. – 2008. Т. 419. № 3. – С. 373-377.

Добрецов, Н. Л. Геологические, гидрогеохимические и микробиологические особенности нефтяной площадки кальдеры Узон (Камчатка) / Н. Л. Добрецов и [др.] // Геология и геофизика. – 2015. Вып. 56. № 1–2. – С. 56-88.

Пунанова, С. А. Нефти Камчатки – перспективный объект геохимических исследований / С. А. Пунанова, М. В. Родкин // Нефтяное хозяйство. – 2021. № 1. – С. 18-22.

Пунанова, С. А. О полигенной природе источника микроэлементов нефтей / С. А. Пунанова // Геохимия. – 2004. Т. 35. № 8. – С. 893-907.

Пунанова, С. А. Сравнение вклада разноглубинных геологических процессов в формирование микроэлементного облика каустобиолитов / С. А. Пунанова, М. В. Родкин // Георесурсы. – 2019. Вып. 21. – № 3. С. 14-24. DOI: https:// doi.org/10.18599/grs.2019.3.14-24

Родкин, М. В. К вопросу относительной роли нижнекоровых и верхнекоровых процессов в формировании микроэлементного состава нефтей / М. В. Родкин, Д. В. Рундквист, С. А. Пунанова // Геохимия. – 2016. № 11. – С. 1025-1031.

Родкин, М. В. Корреляционный анализ микроэлементного состава нафтидов: метод, результаты, интерпретация / М. В. Родкин, С. А. Пунанова // Геофизические процессы и биосфера. – 2022. Т. 21. № 4. – С. 131-141. https://doi.org/10.21455/GPB2022.4-9.

Родкин, М. В. Очаг нефтеобразования как неравновесная динамическая система – модель и сопоставление с эмпирическими данными / М. В. Родкин, Т. А. Рукавишникова // Геология нефти и газа. – 2015. № 3. – С. 63-68.

Родкин, М. В. Происхождение нефти: старый спор – новые аргументы. / М. В. Родкин // Наука в России. – 2004. № 5. – С. 28-33.

Соколов, Б. А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования / Б. А. Соколов // Вестн. Моск. Ун-та, сер. 4, геология. – 1996. № 4. – С. 28-36.

Bowen, H. J. Trace elements in biochemistry / H. J. Bowen. Acad. press. London and New York. – 1966. 241 p.

Rodkin, M. V. Correlation of trace element composition of oils and other caustobiolites with chemical content of different types of biotas and the Upper, Middle and the Lower Earth's Crust / M. V. Rodkin, Lu Ngo Thi, S. A. Punanova // Vietnam Journal of Earth Sciences. – 2021. V. 43. № 1. – P. 23-31.

Rodkin, M. V. The Variability of Earthquake Parameters with the Depth: Evidences of Difference of Mechanisms of Generation of the Shallow, Intermediate-Depth, and the Deep Earthquakes / M. V. Rodkin // Pure Appl. Geophys. – 2022. https://doi.org/10.1007/s00024-021-02927-4.

Rudnick, R. L. Composition of the continental crust / R. L. Rudnick, S. Gao. In: The Crust. – 2003. № 3. – P. 1-64.

Patterns of transformation of naphthides in the process of hypergenesis from results of the correlation analysis of trace element composition

Rodkin M.V.[1,2], Punanova S.A.[1]

[1] Oil and Gas Research Institute Russian Academy of Sciences, Russia, 119333, Moscow, Gubkin, 3, mihail.rodkin@gmail.com, punanova@mail.ru

[2] Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, st. Nauki 1B, 693022, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

The results of the correlation analysis of the trace element (TE) composition of naphthides during hypergenesis in the different oil and gas bearing basins are summarized and discussed. The analysis of data on the TE composition of naphthides obtained from different authors served as the material for the examination. The correlation coefficients of the TE composition of naphthides with the model chemical contents of the Upper, Middle, and the Lower Earth's continental crust and with different types of biota were calculated. A systematic change of behavior of the TE composition during the transformation from the initial dispersed organic matter of sedimentary rocks to crude oils and further to oil degradation products (bitumens, asphalts) is shown. In the course of such a transformation, the correlation with the composition of the biota systematically decreases while the correlation with the composition of the Lower crustal horizons increases. This trend is interpreted as a consequence of the processing of dispersed organic matter and diferent naphthides by an ascending fluid flow with the bottom of the fluid system at the level of the lower crust.

Keywords: naphthides, Trace elements, deep fluid regime

УДК 552.5 (551.78)

Вторичные изменения верхнемиоценовых вулканических пеплов Восточной Грузии (Кахетия)

Ростовцева Ю.В.[1,2]

1 – *Геофизический центр РАН, Россия, 119296, Москва, Молодежная улица, 3, rostovtseva@list.ru*

2 – Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1.

Рассматриваются результаты исследования прослоев верхнесарматских и мэотис-понтических вулканических пеплов Восточной Грузии (Кахетия), свидетельствующих об этапности эксплозивных извержений в позднем миоцене. Установлена принадлежность пирокластики по химическому составу к кислым вулканитам. Выявлена разная степень проявления вторичных изменений. Характерными вторичными преобразованиями пирокластики являются цеолитизация и развитие смектита. В верхнесарматских прослоях пеплов установлено наличие анальцима, в мэотис-понтических – гейландита, формирование которых, скорее всего, обусловлено особенностями вещественного состава исходных магматических расплавов, отличающихся разным содержанием натровой и кальциевой составляющих.

Ключевые слова: пирокластика, вторичные изменения.

Изучение прослоев вулканических пеплов позволяет восстанавливать этапность эксплозивных извержений, коррелировать разрезы, проводить радиологическое датирование пород, а также выявлять особенности вторичных изменений. Верхнемиоценовые отложения Восточного Паратетиса содержит прослои вулканических пеплов, изучение которых является весьма важным для корреляции разрезов и датирования пород, учитывая трудности сопоставления региоярусов миоцена Причерноморья с общей стратиграфической шкалой (Ростовцева, Парфенова, 2006).

Впервые изучены разными методами прослои вулканокластики в отложениях верхнего сармата и мэотиса-понта, вскрываемых в разрезе Удабно, расположенном в Кахетии (Восточная Грузия).

В разрезе Удабно отложения верхнего сармата, которые накапливались в континентальных условиях, представлены чередованием пестроцветных пачек глин с прослоями песчаников и конгломератов. Эти отложения, выделяемые в эльдарскую свиту, содержат раковины пресноводных моллюсков (*Anodonta*), а также костеносные горизонты с гиппарионовой фауной Удабно-I и Удабно-II (Вангенгейм и др., 1989). Верхнесарматские породы, имеющих мощность около 420 м, перекрывают мэотис-понтические нерасчленные континентальные отложения, относящиеся к ширакской свите.

Мэотис-понтические толщи, сложенные в основном песчаниками с редкими прослоями глин, составляют около 600 м изучаемого разреза.

По результатам палеомагнитных исследований установлено, что нижняя часть (300 м) верхнесарматских отложений отличаются прямой намагниченностью. Верхняя часть (120 м) верхнесарматских пород и нижняя часть мэотис-понтических отложений характеризуются обратной намагниченностью (Вангенгейм и др., 1989).

В ходе проведенного исследования было изучено три прослоя вулканических пеплов, два из которых располагаются в средней части верхнесарматских отложений (41°27'12.41"N, 45°22'41.55"E, образец 1/1 и 41°27'14.25"N, 45°22'44.67"E, образец 1/2) и один – в средней части мэотис-понтических толщ (41°27'30.93"N, 45°22'59.51"E, образец 1/3). Прослои вулканических пеплов верхнего сармата имеют мощность до 0.2–0.3 м, мэотиса-понта – около 1.5 м. Вещественные и структурные особенности вулканокластики определялись с помощью оптической и электронной микроскопии, микрозондовым и рентгенофазовым анализами в научных лабораториях геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитики В.О. Япаскурт и В.Л. Косоруков).

Установлено, что по содержанию SiO_2 обломки вулканического стекла, присутствующие в изучаемых прослоях, отвечают породам кислого состава (дацитам и риолитам) (табл. 1, 2). Вулканические стекла верхнего сармата с более низким содержанием CaO, чем их разности, присутствующие в отложениях мэотиса-понта. В вулканических стеклах прослоя пепла мэотиса-понта отмечаются необычно низкие содержания K_2O, обусловленные, скорее всего, выносом части катионов K^+ при развитии вторичных преобразований.

В вулканических пеплах верхнего сармата выявлено преобладание витрокластов размером до 0.08–0.125 мм, мэотиса-понта – более высокое содержание литокластического материала размером от 0.15 до 1.5 мм.

Установлено, что рассматриваемая вулканокластика характеризуется наличием вторичных изменений. Для пирокластики верхнего сармата свойственно развитие анальцима и смектита, мэотиса-понта – смектита и гейландита.

Один из прослоев вулканических пеплов из отложений верхнего сармата (образец 1/1) полностью замещен анальцимом с образованием однородной тонкозернистой основной массы. Анальцим, относящийся к Na-содержащей среднекремниевой разновидности цеолитов, встречается в составе осадочных пород. Анальцим может формироваться в результате: 1) замещения вулканокластики (Коссовская, 1975; Remy, 1989), 2) преобразования силикатного/кремневого материала невулканического происхождения (English, 2001; Savage et al., 2007; Campo et al., 2007; Karakaya et al., 2013), 3) гидротермального метасоматоза (Kelley, 2001; Jiao et al., 2018) и 4) осаждения в осадках щелочных озер и из поровых вод (Houten, 1965; Gall, Hyde, 1989). В зависимости от механизма образования анальцимы могут отличаться структурными и вещественными особенностями. По значению Si/Al выделяют разные типы анальцимов. Анальцимы, образующиеся по вулканокластики, характеризуются более высоким содержанием кремниевой составляющей и соотношением Si/Al более 2.52 (Teruggi, 1964; Richard, 1966; Coombs, Whetten, 1967). Анальцим, слагающий основную массу образца 1/1, отличается следующим химическим составом (wt. %): SiO_2 66.13–67.12 %, Al_2O_3 22.05–22.34 % и Na_2O 10.54–11.82 % (главные компоненты, нормализованы к 100 %). Для него свойственны значения Si/Al от 3.65 до 4.78, которые свидетельствуют о формировании анальцима по вулканокластике. При микроскопическом изучении этого образца также выявлено наличие отдельных реликтов витрокластики. Предполагается, что рассматриваемый прослой изначально состоял из тонкозернистой пирокластики, представленной в основном фрагментами вулканического стекла, претерпевшими вторичную цеолитизацию. Сначала по вулканическому стеклу могло происходить развитие глинистых минералов и других разновидностей цеолитов, по которым на более поздних стадиях вторичных преобразований формировался анальцим. Рассматриваемая пирокластика залегает среди глин, формирование которых, по-видимому, происходило в озерных условиях, возможно, при наличии высокоминерализованных щелочных вод.

В другом прослое вулканического пепла верхнего сармата (образец 1/2), содержащего хорошо различимые кристалло- и витрокласты, выявлено широкое развитие Mg-Na смектита, наблюдаемого преимущественно в межзерновом пространстве. При этом отдельные зерна пирокластики полностью замещены анальцимом. Витрокласты представлены преимущественно частицами тонкопесчаной размерности. Предполагается, что данная пирокластика находится на более ранней стадии вторичных изменений предшествующей дальнейшей цеолитизации.

В изучаемом прослое вулканического пепла мэотиса-понта (образец 1/3) отмечается, наряду с кристалло- и витрокластами, высокое содержание однотипных обломков кислых эффузивных пород. Между зернами наблюдаются крустификационные (изопахитные) глинистые каемки, сложенные смектитом, а также идиоморфные кристаллы гейландита в центральных частях пор. Гейландит (Ca-Na-содержащая высококремниевая разновидность цеолитов) образовывался позднее, чем выделения смектита, что отражает стадийность вторичных изменений, наблюдаемых в рассматриваемой пирокластике.

Табл. 1. Химический состав витрокластов изученной пирокластики верхнего сармата (образец 1/2)

	1/2-1	**1/2-2**	**1/2-3**	**1/2-4**	**1/2-5**	**1/2-6**	**1/2-7**	**1/2-8**
	Главные компоненты (wt %)							
SiO_2	68.85	72.88	74.31	72.21	73.46	74.27	71.83	67.96
TiO_2	0.31	–	–	–	–	0.20	0.17	0.24
Al_2O_3	13.53	12.52	12.31	12.79	12.41	12.40	13.12	12.97
FeO_{tot}	1.70	0.94	0.59	0.92	0.71	0.80	0.63	1.44
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	0.41	–	–	–	–	0.10	0.07	0.30
CaO	1.73	0.94	0.71	1.09	0.81	0.42	1.13	1.38
Na_2O	2.78	3.29	3.83	2.75	3.42	4.55	4.80	4.39
K_2O	1.07	0.96	1.69	1.12	1.04	1.04	1.29	0.81
P_2O_5	–	–	–	–	–	–	–	–
∑	90.38	91.53	93.44	90.88	91.85	93.78	93.04	89.49
Na_2O+K_2O	3.85	4.25	5.52	3.87	4.46	5.59	6.09	5.20
Na_2O/K_2O	2.60	3.43	2.27	2.46	3.29	4.37	3.72	5.42
	Главные компоненты (wt %), нормализованные к 100 %							
SiO_2	76.18	79.62	79.53	79.46	79.98	79.20	77.20	75.94
TiO_2	0.34	–	–	–	–	0.21	0.18	0.27
Al_2O_3	14.97	13.68	13.17	14.07	13.51	13.22	14.10	14.49
FeO_{tot}	1.88	1.03	0.63	1.01	0.78	0.85	0.68	1.61
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	0.45	–	–	–	–	0.11	0.08	0.34
CaO	1.92	1.03	0.76	1.20	0.88	0.45	1.21	1.54
Na_2O	3.08	3.59	4.10	3.03	3.72	4.85	5.16	4.90
K_2O	1.18	1.05	1.81	1.23	1.13	1.11	1.39	0.91
P_2O_5	–	–	–	–	–	–	–	–
Na_2O+K_2O	4.26	4.64	5.91	4.26	4.85	5.96	6.55	5.81
Na_2O/K_2O	2.61	3.42	2.26	2.46	3.29	4.37	3.71	5.38

Табл. 2. Химический состав витрокластов изученной пирокластики мэотиса-понта (образец 1/3).

	1/3-1	**1/3-2**	**1/3-3**	**1/3-4**	**1/3-5**	**1/3-6**
	Главные компоненты (wt %)					
SiO_2	67.94	68.54	68.52	68.26	66.36	67.51
TiO_2	–	–	–	–	–	–
Al_2O_3	13.65	13.78	13.82	13.39	13.33	13.14
FeO_{tot}	–	–	–	–	–	–
MnO	–	–	–	–	–	–
MgO	0.44	0.39	0.41	0.30	0.35	–
CaO	4.88	4.50	4.88	4.33	4.62	4.50
Na_2O	1.56	2.15	1.49	1.91	1.75	1.89
K_2O	0.34	0.38	0.29	0.41	0.39	0.23
P_2O_5	–	–	–	–	–	–
∑	88.81	89.74	89.41	88.60	86.80	87.27
Na_2O+K_2O	1.90	2.53	1.78	2.32	2.14	2.12
Na_2O/K_2O	4.59	5.66	5.14	4.66	4.49	8.22
	Главные компоненты (wt %), нормализованные к 100 %					
SiO_2	76.50	76.38	76.64	77.04	76.45	77.36
TiO_2	–	–	–	–	–	–
Al_2O_3	15.37	15.36	15.46	15.11	15.36	15.05
FeO_{tot}	–	–	–	–	–	–
MnO	–	–	–	–	–	–
MgO	0.50	0.43	0.46	0.34	0.40	–

CaO	5.49	5.01	5.45	4.89	5.32	5.16
Na_2O	1.76	2.40	1.67	2.16	2.02	2.17
K_2O	0.38	0.42	0.32	0.46	0.45	0.26
P_2O_5	–	–	–	–	–	–
Na_2O+K_2O	2.14	2.82	1.99	2.62	2.47	2.43
Na_2O/K_2O	4.63	5.71	5.22	4.69	4.49	8.35

Таким образом, в ходе проведенного исследования выявлено различные проявления цеолитизации изучаемого вулканокластического материала. В верхнесарматских прослоях вулканических пеплов установлено наличие анальцима, в мэотис-понтических – гейландита. Формирование разных видов цеолитов, скорее всего, обусловлено особенностями вещественного состава исходных магматических расплавов, отличающихся содержанием натровой и кальциевой составляющих. Выявлено, что по пирокластике, характеризующейся более высокими содержаниями NaO свойственно развитие анальцима, а более высокими содержаниями CaO – гейландита.

Изучаемые прослои вулканического материала, безусловно, свидетельствуют о событийности эксплозивных извержений, происходивших в позднем миоцене. Рассматриваемые вулканиты из-за заметного проявления вторичных изменений не могут быть полноценно использованы для радиологического датирования пород.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 075-01349-23-00 Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

Литература:

Вангенгейм Э.А., Габуния Л.К., Певзнер М.А., Цискаришвили Г.В. Стратиграфическое положение местонахождений гиппарионовой фауны Завкавказья в свете данных магнитостратиграфии // Изв. АН СССР, Сер. геол. – 1989. – № 8. – С. 70–77.

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

Ростовцева Ю.В., Парфенова О.В. Средне-верхнемиоценовые вулканические пеплы Керченско-Таманского региона // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – №5. – С. 494–504.

Campo, M.D.. Papa, C.D., J. Jim´enez-Mill´an, J., Nieto, F. Clay mineral assemblages and analcime formation in a Palaeogene fluvial–lacustrine sequence (Ma´ız Gordo Formation Palaeogen) from northwestern Argentina // Sedimentary Geology. – 2007. – 201. – pp. 56–74.

Coombs, D.S., Whetten, T. Composition of analcime from sedimentary and burial metamorphic rocks // Geological Society of America Bulletin. – 1967. – № 8. – pp. 265–279.

English P.M. Formation of analcime and moganite at Lake Lewis, central Australia: significance of groundwater evolution in diagenesis // Sedimentary Geology. – 2001. – 143. – pp. 219–244.

Gall Q., Hyde R. Analcime in lake and lake-margin sediments of the carboniferous Rocky Brook Formation, Western Newfoundland, Canada // Sedimentology. – 1989. – 36. – pp. 875–887.

Houten, F. Crystal casts in upper Triassic Lockatong and brunswick formation // Sedimentology. – 1965. – № 4. – pp. 301–313.

Jiao, X., Liu, Y., Yang, W., et al. A magmatic-hydrothermal lacustrine exhalite from the Permian Lucaogou Formation, Satanghu Basin, NWChina - the volcanogenic origin of finegrained clastic sedimentary rocks // Journal of Asian Earth Sciences. – 2018. – 156. – pp. 11–25.

Karakaya, N., Karakaya, M.Ç., Temel, A. Mineralogical and chemical properties and the origin of two types of analcime in SW Ankara, Turkey // Clays and Clay Minerals. – 2013. – 61. – pp. 231–257.

Kelley, D.S., Karson, J.A., Blackman, D.K., et al. The AT3-60 Shipboard Party, 2001. An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30°N // Nature. – 2001. – 412. – pp. 145–149.

Remy, R.R. Distribution and origin of analcime in marginal lacustrine mudstones of the Green River formation, southcentral unite basin Utah // Clays and Clay Minerals. – 1989. – 37. – pp. 419–432.

Richard, L.H. Zeolites and Zeolitic Reactions in Sedimentary Rocks: Geological Society of America, INC: New York, NY, USA, 1966, pp. 1–85.

Savage, D., Walker, C., Arthur, R., Rochelle, C., Oda, C., Takase, H. Alteration of bentonite by hyperalkaline fluids: a review of the role of secondary minerals // Physics and Chemistry of the Earth. – 2007. – 32. – pp. 287–297.

Teruggi, M.E. A new and important occurrence of sedimentary analcime // Journal of Sedimentary Research. – 1964. – 34. – pp. 761–767.

Secondary alterations of Upper Miocene volcanic ashes Eastern Georgia (Kakheti)

Rostovtseva Yu.V.[1,2]

[1] *Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences (GC RAS), Russia, 119296, Moscow, Molodezhnaya street 3, rostovtseva@list.ru*

[2] *Lomonosov Moscow State University, Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory GSP-1.*

The results of a study of Upper Sarmatian and Maeotian-Pontian volcanic ash interlayers in Eastern Georgia (Kakheti), indicating a Late Miocene explosive eruption stage, are discussed. The chemical composition of the pyroclastics has been determined to be acid volcanics. Various degrees of secondary alterations are revealed. Typical secondary alterations of pyroclastics are zeolitization and development of smectite (montmorillonite). The presence of analcime in Upper Sarmatian volcanic ash interbeds and heulandite in Maeotian-Pontian volcanic ash has been established. Their formation is probably due to the composition of the initial magmatic material, which differ in the content of calcium.

Keywords: pyroclastics, secondary alterations

УДК: 551.763.335:551.87

Палеогеография датского бассейна Центрального Крыма

Рыжикова А.И.[1], Лыгина Е.А.[2]

1 – Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, ryzva_ana@mail.ru;

2 – Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, ealygina@mail.ru.

В работе представлены результаты комплексного изучения датских отложений Центрального Крыма. Показана эволюция карбонатной платформы от ступенчатого рампа в раннем-среднем дании до окаймленной платформы в позднем, что могло являться результатом тектоники. Фациальная картина показывает смену обстановок от ограниченной платформы и песчаной отмели на ее краю в западных районах до склона и глубокого шельфа на востоке территории. Общая тенденция развития во времени – обмеление бассейна. Также подтверждено наличие внутридатского перерыва, на протяжении которого территория подверглась субаэральной экспозиции с образованием известковой коры выветривания.

Ключевые слова: датские отложения, Центральный Крым, палеогеография

Датские отложения Крыма изучаются более полутора сотен лет. Они широко распространены на полуострове и, в частности, в Крымских предгорьях, на большей части территории которых представлены карбонатными породами. Здесь отложения хорошо обнажены и прослеживаются непрерывной полосой от г. Инкерман на западе до с. Скалистое (западная окраина г. Симферополя), срезаясь здесь, а затем снова появляются в Центральном Крыму в районе г. Белогорска.

В Крыму датские отложения относятся к белокаменскому региоярусу, который делится на нижний (нижний-средний даний) и верхний (верхний даний, бывший монс) региоподъярусы (Геология шельфа…, 1984). Изученная территория входит в состав Белогорско-Курской структурно-фациальной зоны Крымских предгорий (Зернецький и др., 2014). В основу работы положен материал полевого сезона 2017 г., представляющий собой детальное описание 7 разрезов (рис. 1). Стратиграфическая привязка выделенных литостратиграфических подразделений дается по (Копаевич и др., 2010).

Основной упор в работах предшественников делался на стратиграфические исследования датских отложений Крыма, в то время как палеогеографическим реконструкциям было уделено мало внимания. Среди последних стоит отметить работы (Горбач, 1972; Горбач и др., 1981; Преображенский и др., 2002; Лыгина, 2009; Копаевич и др., 2010). Тем не менее изучение датских отложений Центрального Крыма представляет особый интерес в плане палеогеографии. Здесь распространён переходный между мелководно-морскими фациями Юго-Западного Крыма и глубоководными Восточного тип отложений (Горбач, 1972). В связи с этим целью данной работы явилось уточнение палеогеографии датского бассейна Центрального Крыма на основе детальной литологии, седиментологии, микрофациального (74 шлифа) и изотопного (50 обр.) анализов.

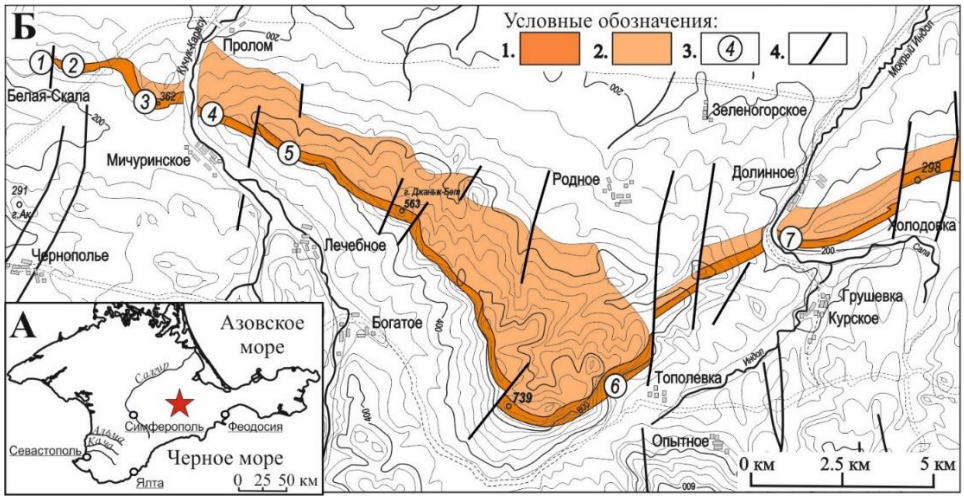


Рис. 1. Положение изученных разрезов на: А – схеме Крымского полуострова (показано красной звездочкой); Б – геологической схеме района исследований (по Лыгина и др., 2019, с изменениями). Условные обозначения: 1, 2 – области распространения палеоценовых отложений

1 – нижне-среднедатских, 2 – верхнедатских; 3 – положение и номер изученных разрезов: 1, 2 – южный и юго-восточный склоны г. Ак-Кая соответственно; 3 – южный склон г. Айлянма-Кая; 4 – южный склон г. Бурундук-Кая, вершина к северо-востоку и вершина к востоку от нее; 5 – г. Алан-Кыр; 6 – г. Кубалач (с. Тополевка); 7 – г. Бор-Кая (с. Курское); 4 – крупные разломы

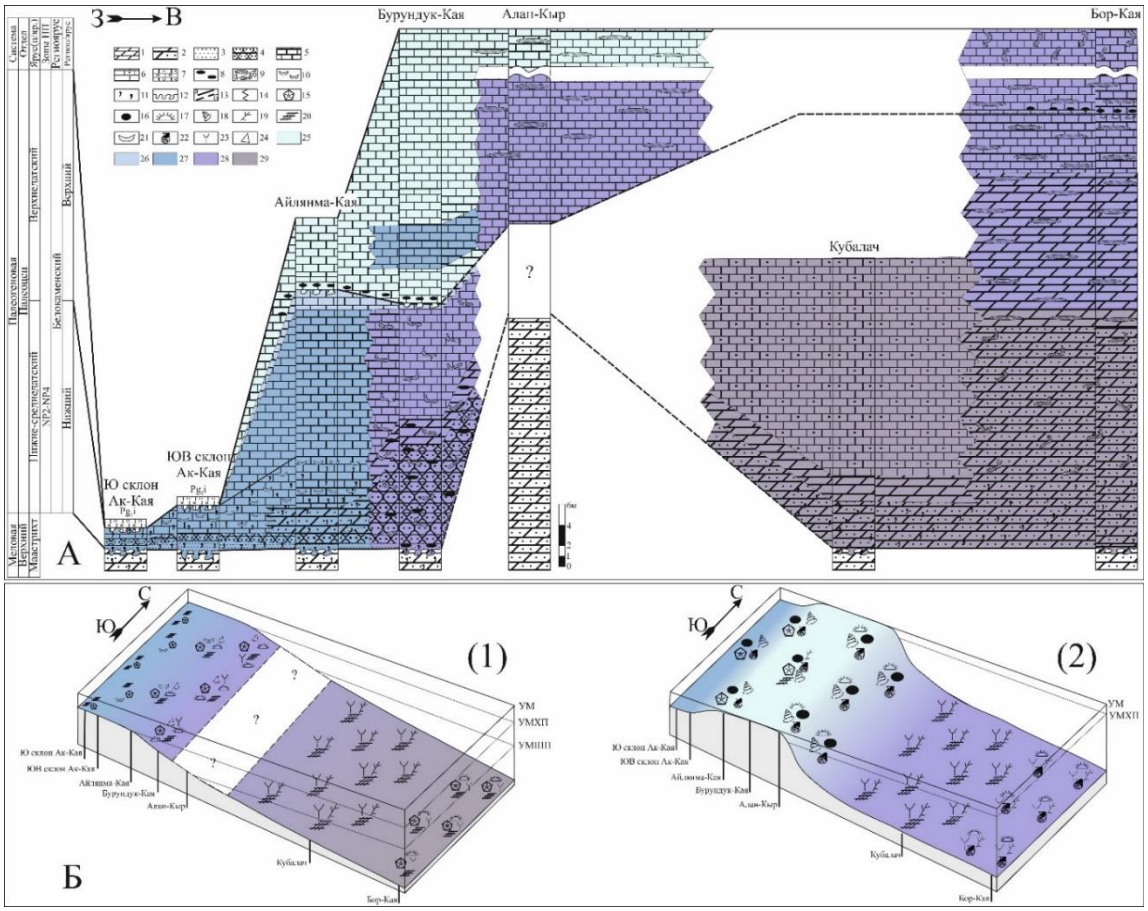


Рис. 2. Фациальный профиль (А) и модель формирования (Б: (1) – для раннего-среднего дания, (2) – для позднего дания) датских отложений Центрального Крыма. Условные обозначения: 1 – мергель; 2 – мергель алевритистый; 3 – песок; 4 – песчаник; 5 – известняк; 6 – известняк алевритистый; 7 – известняк нуммулитовый; 8 – конкреции фосфоритов; 9 – окремнение (а – пластовое, б – по ходам илоедов); 10 – раковины устриц, устричные прослои; 11 – глауконит; 12 – поверхность твердого дна; 13 – линии сопоставления на фациальном профиле: а – достоверные, б – предполагаемые; 14 – фациальная граница; 15–25 – доминирующие органические остатки и другие характерные

составляющие пород (только на модели): 15 – криноидеи, 16 – пелоиды, 17 – морские ежи, 18 – гастроподы, 19 – водоросли, 20 – мшанки, 21 – устрицы, 22 – прочие двустворки, 23 – спикулы губок, 24 – блоковый кальцит; 25–29 – обстановки осадконакопления: 25 – песчаная отмель края карбонатной платформы, 26 – с ограниченной циркуляцией, 27 – открыто-морская, 28 – склоновые, 29 – глубокий шельф. УМ – уровень моря, УМХП – уровень базиса волн в хорошую погоду, УМШП – уровень базиса волн в штормовую погоду.

В результате **микрофациального анализа** были выделены 11 микрофациальных типов пород (МФТ), которые были соотнесены со стандартными микрофациями (СМФ) модели Дж. Уилсона (Flügel, 2010), а некоторые из них удалось сопоставить с микрофациями рампа (РМФ). Последние отчетливо выделяются в отложениях нижнего-среднего дания. Особо следует отметить РМФ, характеризующую обстановки крутого склона, что указывает на формирование в это время карбонатной платформы типа ступенчатый рамп. Выделенные СМФ верхнедатских отложений укладываются в 5 фациальных поясов (ФП) окаймленной карбонатной платформы: ограниченная платформа (ФП 8), песчаная отмель края платформы (ФП 6), склон (ФП 4), глубокий шельф (ФП 2) (рис. 2). Латеральное распределение фаций изученных отложений показывает смену обстановок от наиболее мелководных на западе до глубоководных на востоке: западная часть изученного региона (г. Ак-Кая, г. Айлянма-Кая) представляла собой открыто-морскую платформу со свободным водообменом или территорию внутреннего рампа. Восточнее, в районе г. Бурундук-Кая, территория представляла собой склон, здесь начинался перегиб, который отделял открыто-морскую среду от более глубоководной. Все разрезы восточнее (г. Кубалач, г. Бор-кая) в раннем-среднем дании представляли собой глубоководный бассейн.

На фоне исключительно морских образований в кровле среднедатских отложений разрезов г. Айлянма-Кая и г. Бурундук-Кая отмечены свидетельства крайне мелководной и даже субаэральной обстановок: в основном микритовые разности известняков без органических остатков с рассеянным в основной массе крупно-среднекристаллическим сдвойникованным кальцитом, наличие фенестровых полостей различного размера в каркасе, присутствие норок двустворок-камнеточцев и др. Совокупность этих особенностей характеризует известковую кору выветривания (калькрет) и указывает на ее образование в субаэральных условиях жаркого аридного и семиаридного климата с короткими влажными периодами, с резким преобладанием испарения и колебаниями уровня грунтовый вод. По данным (Горбач и др., 1981) поверхность датских известняков к моменту формирования калькрета представляла собой педимент, местами с эрозионными ложбинами, на существование которых указывает сокращение мощности датского яруса на участке развития коры. В одной из таких ложбин и происходило образование калькрета. После того, как калькрет был сформирован, нисходящие блоковые движения привели к трансгрессии моря и погребению поверхности под его осадками.

Такие изменчивые условия осадконакопления на рубеже среднего и позднего дания замечены только в пределах указанных двух разрезов. К западу и востоку от этого района на остальной территории распространения датских отложений в пределах Крымских Предгорий накопление осадков проходило без видимых перерывов. Одной из причин такого осушения территории в средне-верхнедатское время могла явиться тектоническая активность (Горбач, 1972; Горбач и др., 1981).

В позднем дании бассейн обмелел и представлял собой окаймленную карбонатную платформу. В районе г. Айлянма-Кая накапливались органогенно-обломочные известняки с устричными горизонтами, указывающими на исключительно мелководные условия седиментации в условиях отмели края карбонатной платформы. Отмелевые фации также фиксируются в позднем дании в более восточных разрезах (г. Бурундук-Кая, г. Алын-Кыр). Следует отметить, что выделенная в верхнедатской части этих разрезов СМФ-11 характерна именно для окаймленных карбонатных платформ. Одновозрастные отложения г. Бор-Кая представлены мощной толщей известняков с прослоями кремневых конкреций, характерных для склоновых фаций – по-видимому, данная часть морского бассейна испытывала постоянное прогибание.

По результатам проведения **изотопного анализа** углерода и кислорода датских отложений трех изученных разрезов Центрального Крыма (г. Айлянма-Кая, г. Кубалач, г. Бор-Кая) можно сделать следующие выводы: (1) Значения изотопного состава углерода и кислорода в целом соответствуют морским карбонатам (Фор, 1989). Установлено, что датские отложения характеризуются более низкими значениями соотношений изотопов углерода и кислорода, чем маастрихтские. Это позволило уточнить положение границы маастрихт-даний в изученных разрезах, которая при полевом описании не всегда могла быть четко идентифицирована. (2) Изотопный состав углерода и кислорода образцов, взятых с контакта средне- и верхнедатских отложений, показывает существенный сдвиг в область отрицательных значений и совпадает с некоторым понижением значения солености до 28‰. По данным изотопного соотношения δ18O температура образования пограничных отложений составляла 28-32°C, что на несколько градусов выше средних температур формирования изученных пород. Это подтверждает формирование и преобразование пород в субаэральных условиях жаркого и засушливого климата (Горбач и др., 1981), что согласуется с данными микрофациального анализа. (3) Соотношения изотопов углерода и кислорода в нижне-среднедатских породах разрезов г. Айлянма-

Кая, г. Бор-Кая несколько выше, чем в верхнедатских, а соответственно средняя температура образования отложений верхнего дания выше, чем таковая нижне-среднедатских пород. Это соотносится с выводами микрофациального анализа об общем обмелении территории к концу дания.

Таким образом, полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Область Центрального Крыма в датское время являлась частью обширной карбонатной платформы. В пределах изученного района в раннем-среднем дании выделяются обстановки (с запада на восток): открыто-морская внутренней части карбонатной платформы, склон карбонатной платформы и глубокий шельф. В позднем дании на западе обстановки сменяются на морские с ограниченной циркуляцией, а затем формируется песчаная отмель. На востоке продолжает существовать склон.
2. В раннем-среднем дании территория Центрального Крыма представляла собой ступенчатый рамп. В конце среднего дания в результате регрессии и, вероятно, при участии тектоники (Горбач, 1974) происходит осушение западной части территории, а в позднем дании район превращается в окаймленную карбонатную платформу, что подтверждается наличием СМФ отмелей края карбонатной платформы.
3. Различия в значениях изотопных соотношений углерода маастрихтских и датских пород дало возможность уточнить положение границы этих разновозрастных отложений. Наблюдаемый тренд уменьшения значения соотношения изотопов кислорода говорит о постепенном увеличении температуры к концу дания, что может указывать на обмелении бассейна, что согласуется с данными микрофациального анализа.
4. По данным изотопного отношения δ18O и δ13C породы на границе среднего и верхнего дания имеют признаки формирования и преобразования в субаэральных условиях жаркого и засушливого климата, что подтверждается данными микрофациального анализа. Полученные данные дополнительно подтверждают выводы предшественников о том, что на рубеже среднего и позднего дания происходит сильное обмеление территории с возможным образованием известковой коры выветривания (Горбач, Шехоткин, 1981).

Работа выполнена с использованием стереомикроскопа Olympus SZX16, приобретенного по программе развития МГУ, а также с использованием материалов ЦКП "Геопортал" МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литература

Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря) / Т.В. Астахова [и др.] – К. : Наук. думка, 1984. – 184 с.

Горбач, Л.П. Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма / Л.П. Горбач. – М.: Недра, 1972. – 115 с.

Горбач, Л.П. Поверхностное окремнение в нижнем палеоцене Крыма как показатель палеогеографической обстановки / Л.П. Горбач, В.В. Шехоткин // Докл. АНСССР. – 1979. – Т. 249. – № 5. – С. 1173-1176.

Зернецький, Б.Ф. Питання вивчення осадового комплексу палеоцену Кримського і Керченського півостровів / Б.Ф. Зернецький, Т.С. Рябоконь, С.А. Люльєва // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. – 2014. – Т. 7. – С. 101–125.

Копаевич, Л.Ф. Датские отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления / Л.Ф. Копаевич, Е.А. Лыгина, Е.В. Яковишина, Шалимов И.В. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. – 2010. – № 5. – С. 12–20.

Лыгина, Е.А. Литологическая характеристика и условия формирования датских отложений в районе г. Бурундук-Кая (Центральный Крым) / Е.А. Лыгина // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 2009. – Т. 84. – Вып. 6. – С. 17–27.

Лыгина, Е.А. Пограничные маастрихт-датские отложения Центрального Крыма: новые данные о известковом нанопланктоне / Е.А. Лыгина, М.А. Устинова, Р.Р. Габдуллин, А.В. Реентович // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. – 2019. – № 1. – С. 68–79.

Преображенский, М.Б. Фациальная характеристика зоны карбонатного осадконакопления раннепалеоценового бассейна Юго-Западного Крыма (по данным микрофациального анализа) / М.Б. Преображенский, Э.М. Бугрова // Геология Крыма. Уч. записки каф. истор. геологии. Вып. 2. – СПб.: НИИЗК СпбГУ, 2002. – С. 75–85.

Фор, Г. Основы изотопной геологии / Г. Фор. – пер. с англ. – М.: Мир, 1989. – 590 с.

Flügel, E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application / E. Flügel – Second Edition – Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. – 984 p.

Paleogeography of the Danian basin of the Central Crimea

Ryzhikova A.I.[1], Lygina E.A.[2]

1 – Lomonosov Moscow State University. Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, ryzva_ana@mail.ru;
2 – Lomonosov Moscow State University. Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, ealygina@mail.ru.

The article considers the results of a comprehensive study of the Danian deposits of the Central Crimea. The evolution of a carbonate platform formation from a distally steepened ramp in the Early-Middle Danian to a rimmed carbonate platform in the Late Danian, which could be the result of tectonics, is shown. Facies show the change of conditions from restricted to platform-margin sand shoals on the west to a slope and a deep shelf on the east of the territory. The general trend through the time is the shallowing of the basin. Also it was confirmed that there was an intra-Danian interruption, during which the territory was subjected to subaerial exposure and the calcareous weathering crust was formed.
Keywords: Danian deposits, Central Crimea, paleogeography

УДК 550.4: 553.982.2 (470.1)
Углеводородный потенциал нижнекаменноугольных отложений северо-востока Тимано-Печорской провинции

Рябинкина Н.Н.

Институт геологии имени академика Н.П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук – обособленное подразделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук». Россия, 167982 Сыктывкар, ГСП-2, Первомайская 54, nnryabinkina@gmail.com

Все более актуальным становится изучение северных территорий Европейской части России. Анализ мощности и нефтегазоматеринских свойств нижнекаменноугольных отложений северо-востока Тимано-Печорской провинции позволили уточнить оценку их углеводородного потенциала и степень зрелости органического вещества.
Ключевые слова: органическое вещество, нефтегазоматеринские свойства пород, углеводородный потенциал.

Для проведения оценки углеводородного (УВ) потенциала любого комплекса отложений необходим анализ свойств нефтегазоматеринских пород (НГМП), получение качественных и количественных показателей состава органического вещества (ОВ), заключенного в них, выделение главного этапа нефтегазообразования в эволюции НГМП.

Как было установлено ранее (Данилевский, 2003), нижнекаменноугольные отложения северо-востока Тимано-Печорской провинции (ТПП) содержат нефтегазоматеринские породы с различными концентрациями ОВ. С этой целью проведено выделение зон развития глинистых отложений в нижнекаменноугольном комплексе, как наиболее перспективных для накопления ОВ и генерации УВ, выявление типа ОВ и степени его преобразованности, оценки их углеводородного потенциала.

Нижнекаменноугольный комплекс отложений, в пределах севера Предуральского краевого прогиба, представлен карбонатными и терригенно-карбонатными породами. Терригенные породы в разрезе встречаются крайне редко в виде отдельных песчаных тел небольшой мощности, переслаивающихся с алевролитами, аргиллитами и глинистыми известняками прибрежных фаций мелководно-морского бассейна. Отложения серпуховского яруса преимущественно карбонатные и сульфатно-карбонатные, что связано с аридизацией климата в серпуховское время на данной территории.

Нами изучены только турнейско-визейские породы нижнего карбона, которые можно отнести к НГМП. Они входят в три нефтегазоносных комплекса (НГК) Тимано-Печорской провинции (ТПП). Породы серпуховского яруса можно рассматривать в качестве локального флюидоупора.

В турнейско-визейских известняках значения содержания органического углерода ($C_{орг}$) изменяются в диапозоне 0.04-0.1%, тогда как в глинисто-карбонатных разрезах его значение

увеличивается до 0.3%. По данным пиролиза водородный индекс (HI) органического вещества пород имеет низкие значения (от 40 до 138-380 мг УВ / г $C_{орг.}$), величина T_{max} увеличивается вниз по разрезу от 434 до 453 С, что соответствует крайним значения зон катагенеза: конец $МК_1$– начало $МК_3$. Принято считать, что при значениях T_{max} от 435 до 445 ^{0}С степень созревания ОВ будет ранней зрелости, а при 445-450 ^{0}С наступает пик нефтегенерации. Значения отражательной способности витринита (R_0%) в породах комплекса от 0.5 до 0.8%. Это дает возможность предполагать, что породы находятся в основном в зоне мезокатагенеза $МК_2$, т.е. в зоне «нефтяного окна».

Полученные данные пиролитического анализа для значений T_{max} и водородного индекса HI указывают на то, что ОВ преимущественно *сапропелевое* и может быть отнесено ко II типу. По моделям прогрева пород в скв.-3 Кочмес, скв.-1 Падимей и др. видно, что турнейско-визейский НГК вошел в зону «нефтяного окна» только в пермское время, оставаясь в этой зоне до сих пор. Породы к настоящему времени, очевидно, полностью реализовали свой генерационный потенциал, о чем говорят низкие значения индекса продуктивности PI (0,2), а высокие значения $\beta_{ХБА}$ (от 11 и более 40) могут указывать на миграционный характер УВ.

Породы нижнекаменноугольного комплекса нами детально узучены по Косью-Роговской впадине. Так породы *турнейского яруса* представлены серыми мелко-тонкозернистыми глинистыми известняками неравномерно перекристаллизованными, иногда с алевролитовой примесью. В основании разреза отмечаются пласты аргиллитов, перекрывающие позднедевонские серые водорослевые известняки неравномерно доломитизированные, местами слабо глинистые. Условия, в которых происходило накопление осадков, можно интерпретировать как мелководно-шельфовые.

В породах *косьвинского горизонта* верхнего турне глинистость разреза резко увеличивается. В западной части впадины глинистые породы, выделенные по пикам ГК, имеют широкое развитие. В разрезе они прослеживаются до известняков позднего визе, а средние значения гамма-активности пород в этом интервале достигают до 5 мкр/час. Мощность турнейских отложений по площади значительно колеблется (от 50 м до 350 м).

Терригенный нижневизейский (C_1v_1) комплекс имеет небольшую мощность (до 30-40 м). Он представлен переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов и глинистых известняков. К концу ранневизейского времени зона мелководно шельфового осадконакопления занимала большую часть Косью-Роговской впадины и седиментация имела смешанный терригенно-карбонатный характер (Рябинкина, 2006).

Поздневизейское время ознаменовалось накоплением кремнистых и сидеритоносных глинистых илов вдоль восточного и северо-восточного бортов впадины. Позже, в мелководно-шельфовых условиях, шло накопление полидетритовых известков. Известняки *тульского горизонта* (C_1tl) темно-серые с буроватым оттенком, органогенно-детритовые и органогенно-обломочные, криноидные, мелко-тонкозернистые, неравномерно перекристаллизованные, с глинистыми прослоями и углефицированным шламом. Мощность тульского горизонта до 250 м.

Незначительное обмеление территории на рубеже тульского и алексинского времени отразилось в накоплении пестроокрашенных глинисто-алевритовых осадков и глинистых известковых илов небольшой мощности (первые метры) со следами перерывов. Так в Косью-Роговской впадине среди полидетритовых и биоморфных известковых образований присутствуют обломочные известковые осадки и известняковые брекчии. Мощность карбонатных окских отложений достигают 350 м

В конце визейского века началась частичная перестройка структурного плана провинции, а в начале серпуховского века произошло обособление северных районов ТПП и образование морской лагуны. Аридизация климата в раннесерпуховское время способствовала накоплению сульфатно-доломитовых толщ (до 100-150 м). В конце серпуховского времени морская лагуна на севере перестала существовать, и на всей территории Косью-Роговской впадины установились мелководные морские условия. В заключительную фазу позднесерпуховской седиментации увеличилась доля доломитовых илов. Немалую роль в формировании осадков серпуховского века периодически играли известняковые брекчии; их мощность составляет 10-20 м, а общая мощность серпуховских образований достигает 200-300 м.

Таким образом, нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные отложения накапливались преимущественно в мелководно-морских и прибрежно-морских условиях седиментации с преобладанием сапропелевого, и гораздо реже, гумусового ОВ (водорослевого и бактериального ОВ). К настоящему времени нефтегазоматеринские породы полностью реализовали свой потенциал, битумоиды автохтонны вмещающим толщам и носят остаточный характер. Однако, нефти в визейских природных резервуарах в основном аллохтонны. Залежи УВ могли сформироваться как в близлежащих ловушках одновозрастных пород (C_1), так и в более молодых вышележащих карбонатных (C_{2-3}) и терригенных ловушках НГК (P_1). Сульфатно-доломитовые породы серпуховского (C_1s) и кунгурского (P_1k) ярусов могли служить зональными покрышками.

Литература

Данилевский С. А., Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции / С. А Данилевский., З. П.Склярова, Ю. М. Трифачев – Ухта, 2003. –298 с.

Рябинкина Н.Н. Условия формирования и перспективы нефтегазоносности визейского терригенного комплекса Печорского бассейна / Н.Н.Рябинкина.– Екатеринбург: УрО РАН, 2006. – 104 с.

Работа выполнена в рамках программ НИР «Геолого-геохимические закономерности образования и размещения углеводородных систем, научные основы формирования сырьевой базы углеводородного сырья в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции», ЕГИСУ НИОКТР - 122040600010-8; FUUU-2022-0057.

Hydrocarbon potential of Lower Carboniferous deposits in the North-East of the Timan-Pechora

Ryabinkina N.N.

Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

The study of the northern territories of the European part of Russia is very relevant at present. We have analyzed the capacities and oil and gas properties of the Tournaisian-Visean sediments of the Kosyu-Rogovskaya depression of the Timan-Pechora province. The conducted geochemical studies of the rock complex made it possible to clarify the assessment of their hydrocarbon potential and the degree of maturity of the organic matter contained in them. Identify the zones of the most likely foci of hydrocarbon generation in the Lower Carboniferous deposits.

Keywords: organic matter, generation potential, hydrocarbon potential.

УДК 551.25:553.98 (571.1)

Тип органического вещества и генерационный потенциал тюменской свиты Красноленинского свода

Рязанова Т.А., Павлуткин И.Г., Марков В.В.

1,2,3 – ООО Тюменский нефтяной научный центр. Россия, 625048, г. Тюмень, Максима Горького, 42, taryazanova@tnnc.rosneft.ru

Комплексом методов охарактеризовано рассеянное органическое вещество (РОВ) среднеюрских пород тюменской свиты в объёме пластов $ЮК_2$-$ЮК_7$ на Красноленинском своде. В скв. А Ем-Еговской площади изучен разрез тюменской свиты в интервале 2382-2505,6 м толщиной 123 м.

Цель работы - сопоставление условий формирования осадков тюменской свиты и содержания в них ОВ, а также и его преобразования в углеводороды; сравнительный анализ параметров, характеризующих РОВ в образцах керна.

Петрографическим методом изучены образцы пород, проведен микрозондовый анализ на растровом электронном микроскопе, а также пиролитические исследования методом Rock-Eval с целью изучения генерационного потенциала РОВ пород.

Ключевые слова: типы органического вещества

Охарактеризовано рассеянное органическое вещество (РОВ) среднеюрских пород тюменской свиты в объёме пластов $ЮК_2$-$ЮК_7$ на Красноленинском своде. Комплексом методов в скв. А Ем-Еговской площади изучен разрез тюменской свиты в интервале 2382-2505,6 м толщиной 123 м.

Образцы обр.1г-5г тюменской свиты представлены алевролитами, существенно обогащенными углистым материалом; обр.6г – аргиллитом. **Пласт $ЮК_3$** охарактеризован обр.1г, состоит из алевролитов углистых черных с прослоями углей блестящих трещиноватых. Из **пласта $ЮК_4$** изучен обр.2г, порода представлена алевролитами тёмно-серыми мелкозернистыми глинистыми массивными с углистым детритом; прослои угля черного составляют 2-5 мм. Обр.3г отобран из аргиллитов черных углистых с линзами и прослоями угля черного, блестящего с линзовидными стяжениями пирита. Обр. 4г представлен алевролитами серыми крупно-мелкозернистыми глинистыми с прослоями углистого детрита; отмечаются прослои угля черного блестящего (до 4 см).

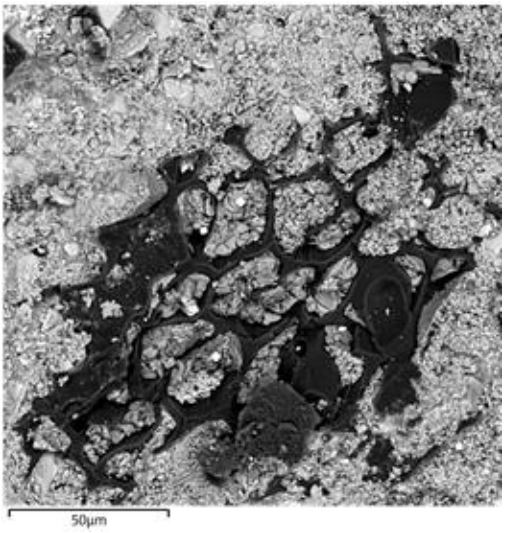


Фото 1 фрагмент 5 углефицированный срез стебля растения с каолинитом, выполняющим поры

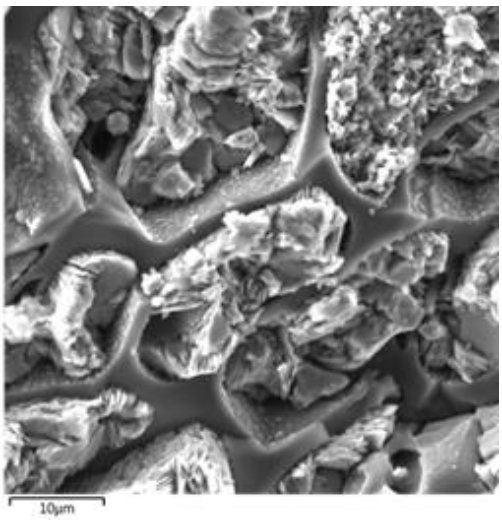


Фото 1 фрагмент 5 (тот же) углефицированный срез стебля растения с каолинитом, выполняющим поры

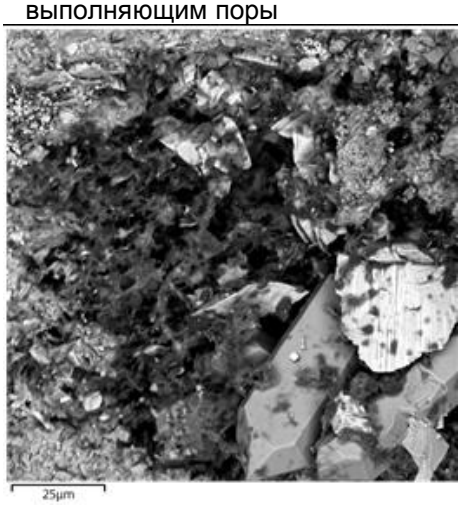


Фото 2 фрагмент 1 **Пласт ЮК$_3$. 2397,41м** капли битуминозного вещества на кристаллах кварца.

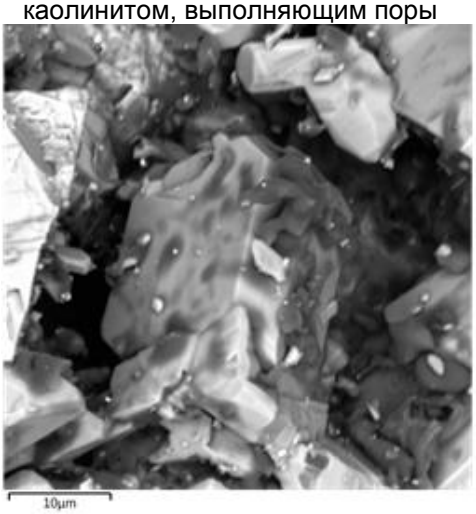


Фото 2 фрагмент 2 капли БВ (асфальтово-смолистая фракция) на кристалле плагиоклаза

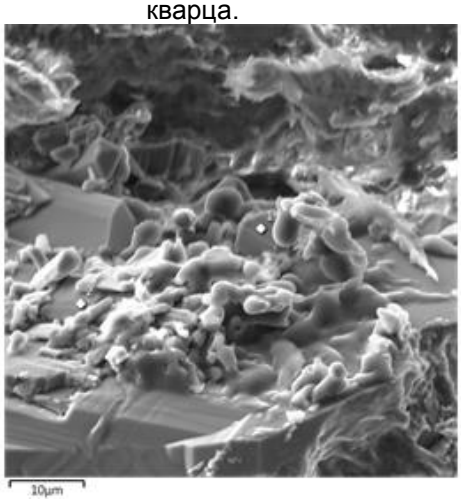


Фото 3 фрагмент 1**Пласт ЮК$_4$. 2443,26** Каплевидное БВ на кристаллах плагиоклаза



Тот же фрагмент

Рис.1. Типы органического вещества и его распределение в породах

Образец 5г, отобранный из аргиллитов темно-серых до черных, алевритовых углистых с прослоями черных углей, характеризует **пласт ЮК$_6$**. Алевролиты мелкозернистые глинистые массивные углистые с прослоями угля черного с жирным блеском представлены образцом 6г.

Эпигенетические изменения пород тюменской свиты соответствует зоне устойчивого комплекса глинистых минералов в интервале глубин 2200-2550 м по классификации Г.Н. Перозио (2) и совпадают с градациями катагенеза РОВ пород ДГ-Г ($МК_1^1$-$МК_1^2$) по шкале А.Э. Конторовича (1).

На снимках, выполненных растровым электронным микроскопом, в образцах тюменской свиты из пластов $ЮК_2$-$ЮК_7$ обнаружено органическое вещество трёх модификаций: углистый растительный детрит; пастообразное и капельное битуминозное вещество (БВ), соответствующее асфальтово-смолистой фракции. Результаты РЭМ представлены на рис. 1. Добавить увеличение

В пласте $ЮК_1$ (J_3) в образце с глубины 2353,36 м отмечаются фрагменты углефицированного ОВ в ассоциации с фрамбоидами пирита; а также с каолинитом, выполняющим поры (фото1 фрагмент 1,2). Кроме того, отмечаются пиритизированные фрагменты раковин и органогенного планктона.

В пласте $ЮК_3$ (J_2) в образце с глубины 2397,41 м отмечаются капли битуминозного вещества (асфальто-смолистая фракция) на кристаллах плагиоклаза (фото 2 фрагмент 1), а также отмечаются сгустки и капли БВ на кристаллах кварца (фото 2 фрагмент 2).

В пласте $ЮК_4$ в образце с глубины 2443,26 м отмечаются сгустки БВ в непосредственном контакте с иллитом и каолинитом (фото 3 фрагмент 1). Каплевидное БВ оседает на кристаллах плагиоклаза (фото 3 фрагмент 2). Кроме того, отмечаются сгустки БВ на кристаллах кварца и плагиоклаза.

Пик S1, характеризующий свободные УВ, изменяется в пределах от 11,69 до 22,25 мг/г. Пик S2 , характеризующий углеводородный потенциал керогена, равен 290,43-293,7 мг/г в образцах 1г и 2г.

Породы содержат углистый детрит, значения Сорг. высокие и достигают 23,82-80,23%; минеральная часть углерода не превышает 0,4%. По данным И.В. Гончарова углистый растительный детрит может содержать от 70 до 80 % Сорг.(1).

Значения 366-429 мг/г водородного индекса (HI) соответствуют II типу керогена, генерирующему нефтяные УВ. К III типу керогена относится 1 образец – 6г (HI =257 мг/г).

Значения параметра Tmax изменяются в интервале 427-448 ^{0}C, что свидетельствует о неполной реализации породами своего генерационного потенциала. Преобразованность органического вещества соответствует градации мезокатагенеза $МК_1^2$. Эти данные сопоставляются с зоной раннего (начального) нефтеобразования (таблица. 1).

Табл. 1 Определение градации катагенеза РОВ по данным пиролиза

Стадии катагенеза	Tmax, ^{o}C [Лопатин Н.В., 1987]	Зоны нефтегазообразования [Peters K.E. et al., 2005]
$МК_1^1$(Д)	425 – 435	ранняя зона нефтеобразования
$МК_1^2$(Г)	435 – 445	

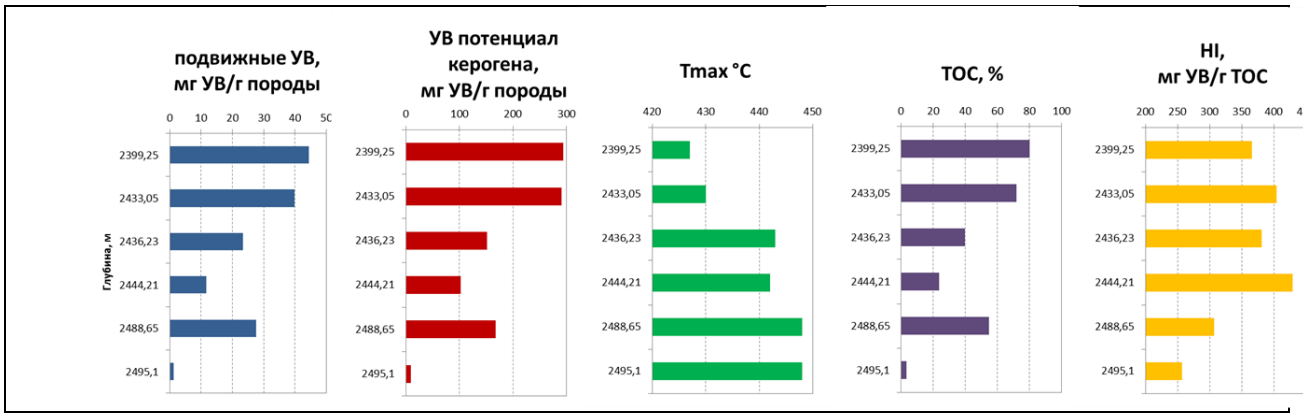


Рис.2. Значения пиролитических параметров.

Результаты проведённого комплексного анализа дополняют данные по катагенетической преобразованности органического вещества в кровле среднеюрских отложений Западно-Сибирского мегабассейна (материалы схематической карты А.Н. Фомина (3). На карте Ем-Еговская площадь располагается в области, где органическое вещество преобразовано до градации катагенеза $МК_1^2$.

Степень катагенетической преобразованности пород и органического вещества совпадают, т.е. углеводороды нефтепроявлений, вероятнее всего, сингенетичны вмещающим породам.

Комплексом методов установлено, что рассеянное органическое вещество тюменской свиты катагенетически преобразовано до уровня начала главной фазы нефтеобразования и способно к генерации жидких углеводородов.

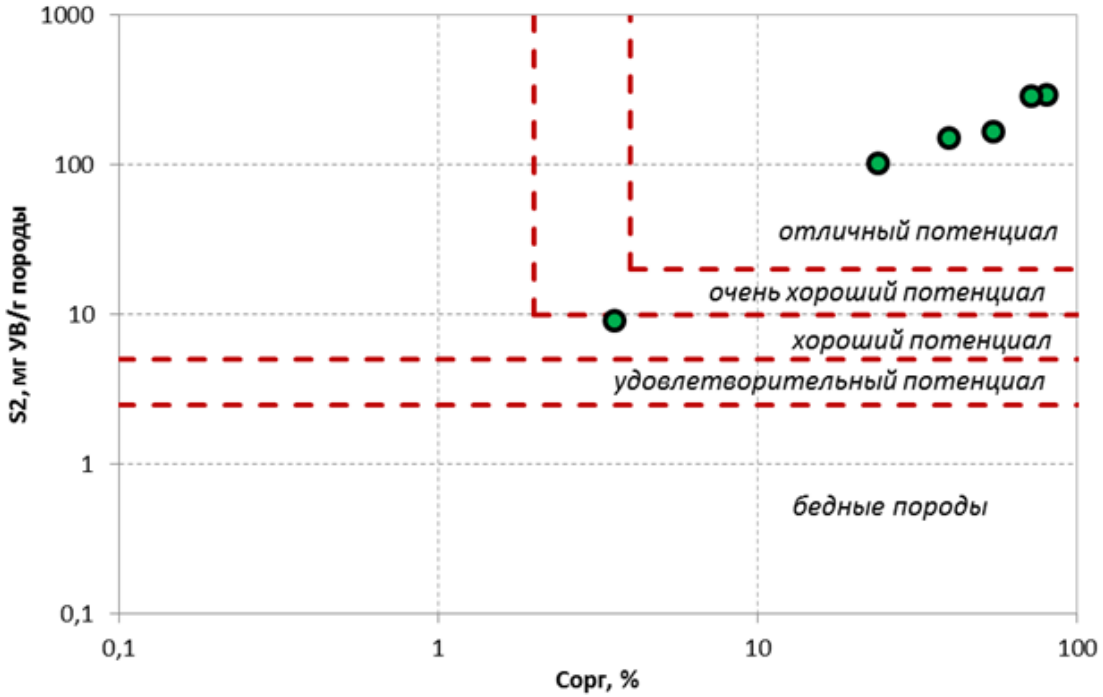


Рис.3 Генерационный потенциал РОВ.

Литература

Конторович А.Э. Очерки теории нафтидогенеза: Избранные статьи/ Науч. Ред. Д-ргеол.-мин. Наук с.Г. Неручев.- Новосибирск: Из-во СО РАН, филиал «Гео», 2004.- с.47.

Перозио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юно-восточной частей Западно-сибирской низменности Тр. СНИИГГиМСа, М.; изд-во «Недра», 1971.- с.113.

Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011.-331с.

Organic matter type and generational potential of the Tyumen Formation of the Krasnoleninskiy vault

Ryazanova T.A., Pavlutkin I.G., Markov V.V.

Tyumen Petroleum Research Center Ltd. Russia, 625048, Tyumen, Maxim Gorky, 42, taryazanova@tnnc.rosneft.ru.

Dispersed organic matter (DOM) of Middle Jurassic rocks of the Tyumen Formation in the volume of formations YUK2-YUK7 on the Krasnoleninskiy arch was characterized by a complex of methods. A section of the Tyumen Formation in the interval of 2382-2505.6 m with a thickness of 123 m was studied in well A of the Em-Egovskaya area.

The purpose of the work was to compare the conditions of formation of the Tyumen Formation sediments and the content of OM in them, as well as its transformation into hydrocarbons; comparative analysis of parameters characterizing DOM in core samples.

Rock samples were studied by petrographic method, microprobe analysis on scanning electron microscope and pyrolytic studies by Rock-Eval method in order to study the generation potential of rock DOM.

Keywords: types of organic matter

УДК 551.25:553.98 (571.1)

Оценка способностей органического вещества доюрского комплекса Западной Сибири к генерации углеводородов

Рязанова Т.А., Яцканич Е.А., Марков В.В., Павлуткин И.Г.

ООО Тюменский нефтяной научный центр. Россия, 625048, г. Тюмень, Максима Горького, 42, taryazanova@tnnc.rosneft.ru

Характеристика рассеянного органического вещества (РОВ) пород доюрского комплекса приводится для Красноленинского, Каймысовского и Уватского нефтегазоносных районов Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Проведены оригинальные исследования коллекции образцов керна доюрского возраста. На основе комплексного изучения РОВ петрографическим, рентгенофлуоресцентным, рентгенофазовым, пиролитическим и электронно-микроскопическим методами установлен тип РОВ и охарактеризован его генерационный потенциал, дана расширенная характеристика вещественного состава пород.

Цель работы - сопоставление различных вещественных комплексов по возможности накопления в них ОВ и его преобразования в углеводороды; сравнительный анализ параметров, характеризующих РОВ в образцах керна.

Породы и фрагменты углефицированного вещества изучены в петрографических шлифах в проходящем свете. Установлен состав микрокомпонентов органического вещества, их преобразованность и способность к генерированию различных углеводородов. «Восстановлены» условия накопления и тип РОВ, его катагенетическая преобразованность. Оценено качество РОВ и его способность к генерации углеводородов пиролитическим методом исследования. Дополняющим и уточняющим методом является растровая электронная микроскопия, позволяющая установить аттритовое РОВ в породах, его взаимодействие с минеральной матрицей породы.

Ключевые слова: генерационный потенциал РОВ

Проведенные комплексные исследования позволили объективно оценить генерационный потенциал РОВ в различных типах пород доюрского основания.

Возможность генерации углеводородов доюрскими первично осадочными толщами, залегающими в основании Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского седиментационного бассейна обсуждается давно. Также внимание геологов-нефтяников привлекают породы, являющиеся нетрадиционными коллекторами углеводородов [1, 2, 3, 4].

В результате работ по изучению доюрских пород за период 2016-2022 г.г. были получены новые, оригинальные данные. На основе комплексного изучения установлено РОВ и охарактеризован его генерационный потенциал в различных типах пород доюрского возраста (ДЮК).

На Ем-Еговской площади Красноленинского свода в большинстве скважин вскрыты метаморфические сланцы низких ступеней метаморфизма. Керн, представленный сидеритизированными и трещиноватыми кварц-каолинит-серицитовыми сланцами и микросланцами, отобран в интервале глубин 2308,00-2638,8 м. Часть микротрещин заполнена тёмно-коричневым и чёрным битуминозным веществом. В некоторых кварц-серицитовых микросланцах присутствует органическое вещество, окрашивающее каолинит в буроватый цвет, оно также присутствует в виде плёнок между минералами в крупных трещинах. По битуминозному веществу иногда развивается пирит (рис.1).

Во всех метаосадочных породах присутствует пустотное пространство, составляющее до 3% площади шлифа, представленное порами растворения в обломках полевых шпатов и пород, микропорами в цементирующей массе; открытыми участками трещин, микротрещинами вдоль сланцеватости. Метаморфические породы – микросланцы различного состава и метасоматиты также обладают микропористостью. Пустотное пространство пород составляет до 5% площади шлифа, представлено микропорами в хлорит-серицитовом агрегате и единичными микротрещинами. В эффузивных породах кислого состава и их туфах встречаются протяженные участки нетрадиционных кавернозно-трещиноватых коллекторов.

Были выполнены пиролитические исследования, дана характеристика РОВ доюрских отложений и методом «Bulk-Rock» оценена возможность РОВ к генерации УВ. Чаще всего проявления РОВ отмечаются в метаосадочных породах, таких как чёрный глинистый сланец; чёрный брекчированный туфоалевролит; тёмно-серый алевро-аргиллит. Содержания Сорг изменяются от 0,32 до 3,53%. Значения Сорг более 1% связаны с присутствием углистого детрита. Значения водородного индекса (HI) для глинистых сланцев изученных площадей, в основном, невысокие 90 мгУВ/гСорг. РОВ способно к генерации некоторого количества газа. Значения выше 200 мг УВ/г Сорг при низком параметре Тмах

свидетельствуют об аллохтонном характере УВ (Ем-Еговская площадь). На Каменной площади РОВ в тёмно-сером алевро-аргиллите характеризуется значением водородного индекса 292 мгУВ/гСорг. РОВ способно к генерации некоторого количества жидких углеводородов.

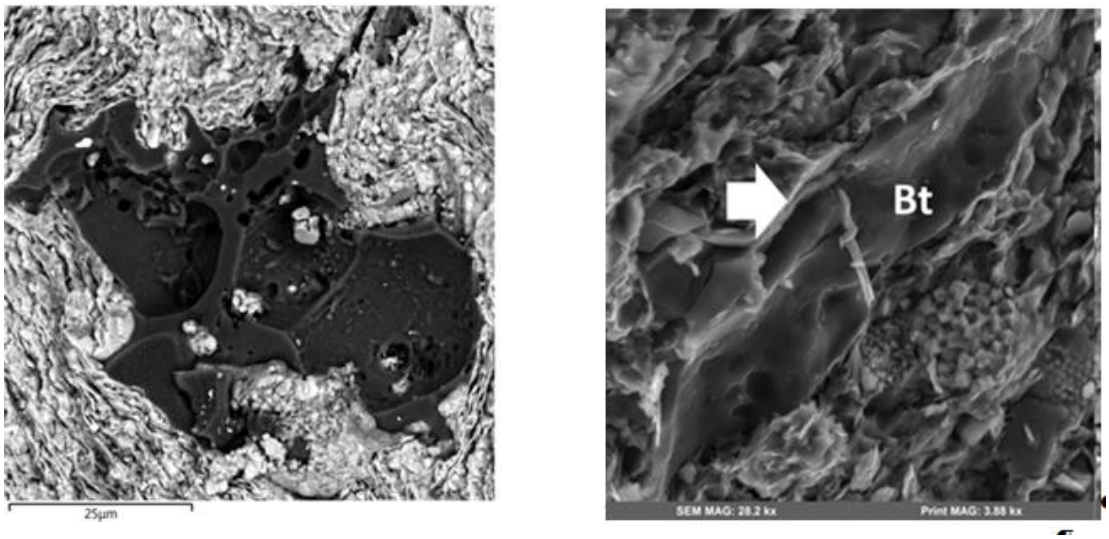


Рис.1. Битуминозное вещество в образцах из доюрского комплекса

Зафиксированные на снимках РЭМ скопления битуминозного вещества в образцах пород изученных площадей, иногда даже с органической микропористостью, размером до 4 мкм (Каменная площадь) свидетельствуют о проходивших процессах первичной миграции. Битуминозное вещество является вязкой высокомолекулярной асфальтово-смолистой фракцией, оставшейся после миграции подвижных лёгких УВ.

Во всех изученных скважинах катагенетическая преобразованность органического вещества в палеозойских породах изменяется в широком диапазоне от $МК_1^2$ до градации катагенеза $МК_3^2$, и даже $АК_3$. Значения водородного индекса чаще всего составляют менее 50 мг УВ/г Сорг и доюрские породы не обладают существенным нефтегазо-генерационным потенциалом.

В Уватском районе доюрское основание сложено разновозрастными блоками различного генезиса и вещественного состава: магматическими, метаморфическими, метаосадочными. Распространенные на значительных площадях и имеющие большую мощность вулканогенные породы кислого состава, их туфы, вулканические брекчии и лавокластиты представляют интерес в качестве нетрадиционного потенциального коллектора (рис.2). В некоторых вещественных комплексах встречаются зоны пород динамометаморфизма, представленные тектоническими брекчиями, катаклазитами, интенсивно трещиноватыми и раздробленными породами [2, 4].

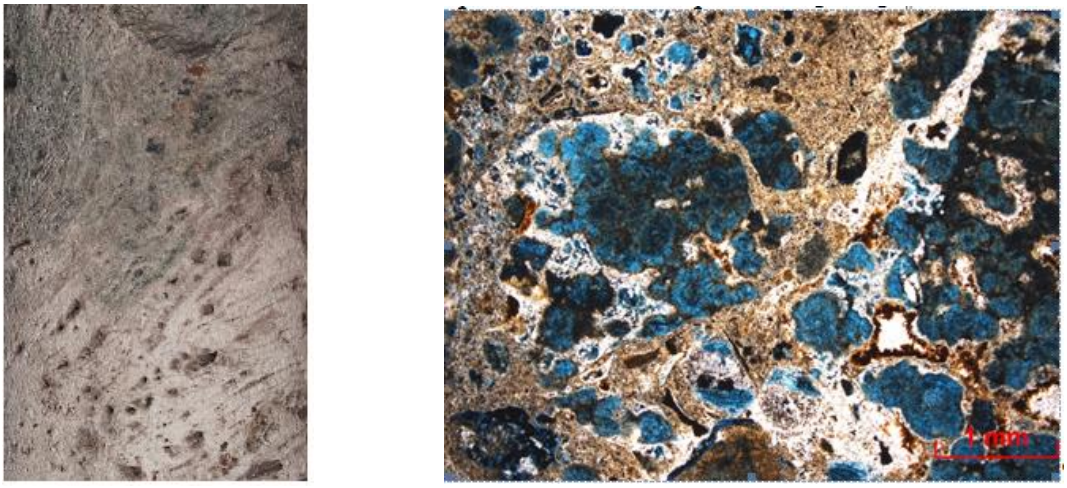


Рис.2. Поры в риолите (голубые). Площадь Северо-Болотная

Понятию нефтематеринских толщ наиболее соответствуют серицит-кремнистые сланцы с органическим веществом (частично графитизированным), вскрытые скважиной С Таврической площади. Пиролитические исследования показали, что РОВ способно к генерации только газовых углеводородов.

В Уватском районе в скв. Р Западно-Тамаргинской площади в трёх образцах палеозойского возраста отмечено органическое вещество. Принимая во внимание высокие значения Сорг в образцах пород фундамента (0,85-1,32%) можно предположить, что изученные породы ранее обладали нефтематеринскими свойствами, но к настоящему времени полностью исчерпали свой генерационный потенциал.Битуминозное вещество зафиксировано на снимках РЭМ в серпентинитах Герасимовской площади с глубины 2782,72 м и 2893,93 м. В скв. Р Западно-Тамаргинской площади в трёх образцах присутствует битуминозное вещество (см. рис. 1).Битум является асфальтово-смолистой фракцией углеводородов, оставшейся в закрытых порах после миграции лёгких фракций.

Хорошим и отличным генерационным потенциалом обладает РОВ угленасыщенных метаосадочных пород Сугмутеньяхской площади, достигших ранней зоны нефтеобразования и стадий (Д-Г шкалы марок углей) и $МК_1^1$ -$МК_1^2$ мезокатагенеза. В данном случае присутствуют сингенетичные углеводороды. Органическое вещество метапесчаников с углисто-глинистыми слойками скв. Р Западно-Тамаргинская гл. 2616,01 м способно к генерации газовых углеводородов, метааргиллиты с глубины 2760,92 м могут в малых количествах генерировать газ.

В изученных скважинах в породах доюрского комплекса отмечаются углеводороды разного генезиса: сингенетичные и аллохтонные. На снимках РЭМ зафиксировано битуминозное вещество в серпентинитах и других породах в скв. Герасимовской, Сложной, скв. Р Западно-Тамаргинской. Здесь обнаружены аллохтонные углеводороды, свидетельствующие о процессах миграции. Таким образом, установлено, что при благоприятных условиях в палеозойских породах происходили процессы образования углеводородов нефти и газа в ограниченных масштабах.

Катагенетическая преобразованность РОВ палеозойских пород площадей Красноленинского свода на градацию выше, чем площадей Увата и соответствует стадии мезокатагенеза $МК_2$ (нефтяное окно) показано на рис.3.

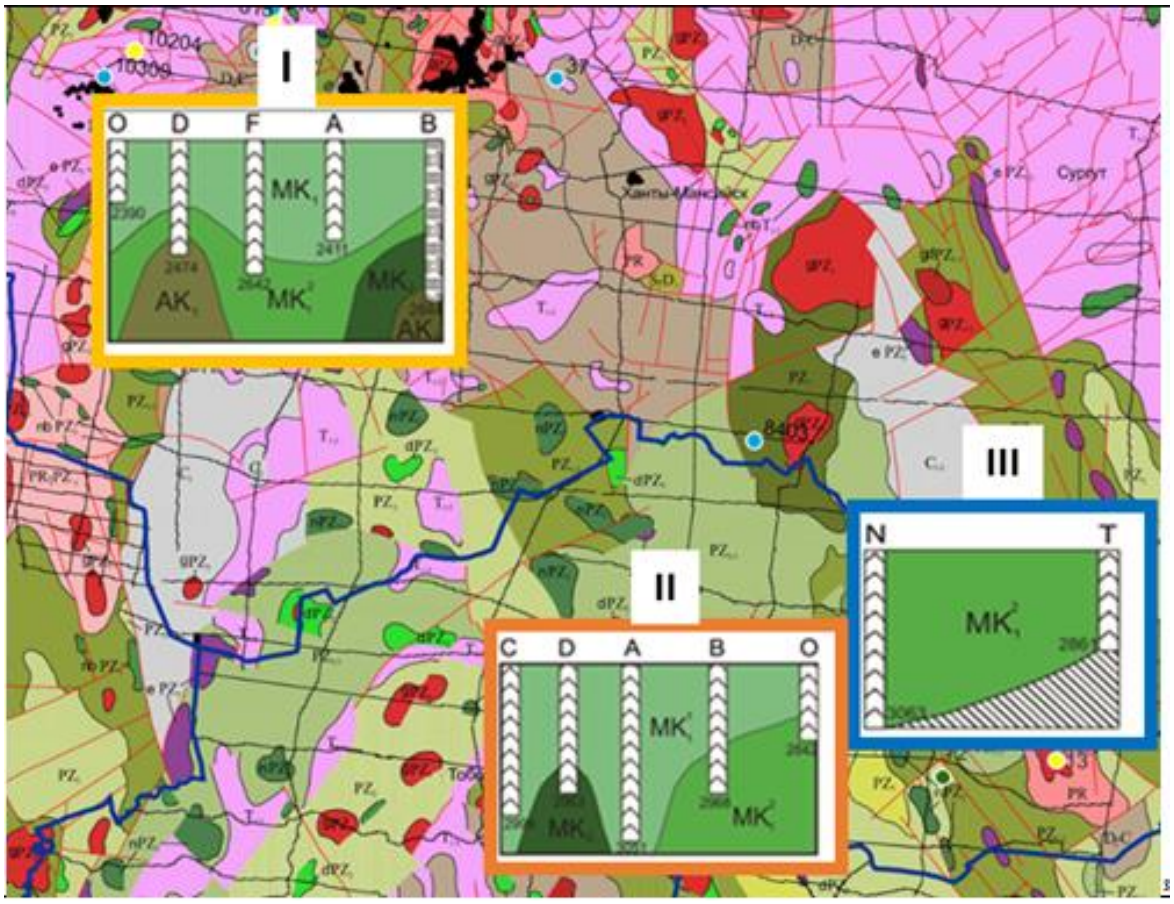


Рис.3 Фрагмент тектонической карты доюрского основания Западно-СМибирской плиты АО СНИИГГиМС 2016 г. Схематичные разрезы стадийности катагенетической преобразованности РОВ (диапазон мезокатагенез $МК_1^1$-апокатагенез $АК_1$) в доюрском комплексе исследуемых площадей Красноленинская НГО I-Ем-Еговская (скв. D,F), Каменная (скв. A,B), Талинская (скв. O). Уватский НГР – II (скв. Западно-Туртасская A, Большетуртасская B, Таврическая C, D, Южно-Кирилкинская O,). Каймысовская НГО III (Усть-Тегусская N, Перестроечная T).

В доюрском интервале Усть-Тегусской и Перестроечной площадей на фоне малоперспективных палеозойских образований, привлекают внимание алевритистые и кремнистые, местами, углистые

аргиллиты. На Усть-Тегусской площади чёрные, буровато-чёрные аргиллиты и алевролиты залегают в верхней части доюрского разреза на органогенно-обломочных известняках и развитых по ним вторичным кремнистым образованиям, возраст которых, определённый по микрофауне, соответствует раннему карбону [1]. Средние значения параметров пиролиза: TOC – 3,64%, S_2 – 5 мг/г, HI – 106 мгHC/гTOC позволяют считать их генерационный потенциал умеренно-хорошим, а по значению Tmax – 447 ^{0}C относить зрелость РОВ к началу главной фазы нефтегенерации.

Во многом схожие значения пиролитических параметров РОВ установлены для доюрских отложений Перестроечной площади. Здесь из интервала, расположенного на 150 метров ниже кровли фундамента, под толщей базальтов, поднято 17 метров керна, представленного аргиллитами с пепловым материалом, рассеянным углистым детритом и прослоями угля.

Триасовые и, возможно, позднепалеозойские толщи содержат глинистые нефтегазоматеринские породы, обладающие умеренным потенциалом для генерации УВ. Значительную роль для этого играет тепловое воздействие очагов магматизма.

Подводя итог изучению коллекции пород доюрского комплекса, можно говорить лишь о степени катагенетической преобразованности рассеянного органического вещества. Органическое вещество содержится в породах в очень малом количестве и не является источником генерации углеводородных флюидов.

Несомненно, слабо изученные геохимическими методами доюрские и палеозойские породы требуют дальнейших планомерных комплексных исследований.

Литература

Сидоров Д.А., Сокольникова А.А., Рязанова Т.А. Оценка потенциала генерации углеводородов в доюрских образованиях на западе Каймысовской нефтегазоносной области // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2021. – Т.16. – №1.

Яцканич Е.А. Проявления серпентинизации гипербазитов доюрского комплекса на примере Уватсткого НГР // Геология нефти и газа. – 2021. – №4.

Рязанова Т.А., Девятка Н.П., Марков В.В., Павлуткин И.Г Формирование и эпигенез палеозойских пород Южно-Салюкинской площади, их потенциал к генерации углеводородов //№ 2(30) 2022) электронный научный журнал «Нефтяная провинция»

Яцканич Е.А., Рязанова Т.А., Марков В.В., Павлуткин И.Г. Комплексная литолого-геохимическая характеристика основных вещественных комплексов доюрского основания Уватского района//(№ 3(31) 2022) электронного научного журнала «Нефтяная провинция».

Assessment of hydrocarbon generation capabilities of organic matter of the West Siberian pre-Jurassic complex

Ryazanova T.A., Yatskanich E.A., Markov V.V., Pavlutkin I.G.

1,2,3,4 - Tyumen Petroleum Research Center Ltd. Russia, 625048, Tyumen, Maxim Gorky, 42, taryazanova@tnnc.rosneft.ru.

Characterization of the dispersed organic matter (DOM) of rocks of the pre-Jurassic complex is given for the Krasnoleninsk, Kaimysovsk and Uvat oil and gas bearing areas of the West Siberian oil and gas bearing basin. Original studies of a collection of core samples of the pre-Jurassic age were carried out. On the basis of complex study of DOM by petrographic, X-ray fluorescence, X-ray phase, pyrolytic and electron-microscopic methods, the type of DOM was determined and its generative potential was characterized, and an extended characterization of the material composition of rocks was given.

The purpose of the work is to compare different material complexes in terms of the possibility of accumulation of OM in them and its transformation into hydrocarbons; comparative analysis of parameters characterizing DOM in core samples.

Rocks and fragments of carbonized matter were studied in petrographic sections in transmitted light. The composition of microcomponents of organic matter, their transformation and ability to generate various hydrocarbons were established. The conditions of accumulation and type of DOM, its catagenetic transformation were "restored". The quality of DOM and its ability to generate hydrocarbons was evaluated by pyrolytic method of research. Complementary and clarifying method is scanning electron microscopy, which allows to establish attritic DOM in rocks, its interaction with mineral matrix of the rock.

Keywords: generation potential of DOM

УДК 553.481

Эволюция гипергенного рудогенеза в истории Земли (на примерах богатых железных руд, бокситов и каолинов)

Савко А.Д.

Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1 - savko@geol.vsu.ru

Богатые железные руды (БЖР), бокситы и каолины являются типичными гипергенными полезными ископаемыми формации коры выветривания. Их формирование связано с перерывами в осадконакоплении, отвечающими эпохам рудообразования. Эволюция накопления этих полезных ископаемых имела пульсационно-направленный тренд, выраженный в неравномерном увеличении площадей и запасов со временем. Если месторождения бокситов и каолинов почти все сформировались в фанерозое, то для БЖР этого времени концентрация Fe в материнских породах началась в докембрии в джеспилитах BIF. С ними связаны триллионы тонн бедных железных руд.

Ключевые слова: железные руды, бокситы, каолины

Введение. Богатые железные руды (БЖР), бокситы и каолины являются самыми распространенными и широко используемыми твердыми полезными ископаемыми (ПИ). Они имеют гипергенный генезис и обычно относятся к формации коры выветривания (ФКВ). Материнскими породами при выветривании для богатых железных руд являются джеспилиты, реже гипербазиты, для бокситов и каолинов – алюмосодержащие силикаты. Важнейшие особенности образования и распределения в стратисфере месторождений рассматриваемых видов минерального сырья приведены в публикациях многих исследователей. Ими рассмотрены типы руд, их распространение в стратисфере, объёмы, эпохи формирования, а также проблемы эволюции в истории Земли.

Вместе с тем в последние годы появились новые геологические данные по истории Земли, эпохам рудообразования и объёмам разведанных и прогнозных запасов железа, бокситов и каолинов. Ранее при эволюционных построениях во многом преобладал качественный, а не количественный подходы. В частности, практически не учитывались многомиллиардные объёмы Fe неопротерозоя. В тропических странах (Австралия, Бразилия, Индия, ЮАР) богатые руды (более 50 % железа) обычно относили к BIF (30-33 %), хотя это иной генетический тип, относящийся к ФКВ и образованный в другое, чем джеспилиты, время. Новые данные позволяют заметно расширить наши представления об эволюции рассматриваемых ПИ, что является целью данной работы.

Методика и объёмы работ. Основными методами исследований, которые применялись, были сравнительно-литологический и историко-геологический. Большое внимание уделялось перерывам в осадконакоплении и эпохам, когда могли формироваться коры выветривания (КВ) и связанные с ними отложения. Анализировались особенности каждой из них. При этом могли использоваться коррелятные КВ породы (вторичные каолины, осадочные бокситы и железные руды).

В своих исследованиях автор опирался на фактический материал из трехтомника «Историческая минерагения» (Зинчук и др.: Т.1, 2005; Т.2; 2007; Т.3, 2008) и монографий (Савко и др., 2008, Савко, 2016), включающих сведения по многочисленным месторождениям Мира. При стратиграфической привязке месторождений и проявлений использованы данные из работы (Щевырев, Савко, 2014). Но мировая минерагения стремительно обновляет свою фактологическую базу. Поэтому использованы данные из различных источников по состоянию на 2022 год.

Результаты исследований и их обсуждение. Экзогенная минерагения крупных блоков земной коры формируется под влиянием ряда факторов, в том числе тектонических движений, обусловливающих перерывы в осадконакоплении, смен палеоклиматических обстановок, развития органического мира. Взаимодействие этих факторов определяет общую эволюцию минерагении гипергенеза в истории Земли, а их благоприятное сочетание – возникновение эпох экзогенного рудообразования. Установление эволюции отдельных видов ПИ в геологической истории Земли предполагает решение трех задач: 1 – распределение их объёмов по стратиграфической шкале, 2 - смена во времени минерально-петрографических разновидностей руд, 3 – изменение формационных типов и обстановок во времени. Решение первой задачи позволит выделить и охарактеризовать основные эпохи для каждого вида ПИ, второй - даст возможность определения специфики каждой из выделенных эпох. Решение третьей задачи имеет практическую направленность при составлении прогнозных карт и подсчета ресурсов ПИ в различных регионах.

Богатые железные руды. Материнскими породами для большинства из них являются сформированные в докембрии джеспилиты, в которых происходило первоначальное накопление

железа, и с ними связаны многочисленные месторождения этого металла, запасы которого многократно больше запасов БЖР. Поэтому для последних рассмотрена и их предистория.

На графике стратиграфического распределения запасов железных руд (эволюционной кривой) выделяются пики различной интенсивности, отвечающие эпохам железонакопления (рис. 1). Наиболее масштабными из них являются раннепротерозойская, неопротерозойская и кайнозойская.

Железные руды докембрия входят в состав BIF, являясь основным источником минерального сырья черной металлургии. Они известны в зеленокаменных поясах верхов палеоархея. Но заметное развитие получают в неоархее, наибольшее – в первой половине палеопротерозоя и второе по значимости - в конце неопротерозоя. Выделяется три типа BIF: Алгома (преимущественно архей, большой вклад вулканогенных процессов), Сьюпериор (палеопротерозой, без участия вулканогенного фактора) и Рапитан (неопротерозой, ледниковые условия седиментогенеза).

В первый этап железо поступало из эндогенных источников, а его руды залегают в эффузивно-осадочных толщах зеленокаменных поясов. Общие запасы Fe составляют первые десятки миллиардов тонн. В палеопротерозойский этап с суши протоплатформ, где в атмосфере отсутствовал O_2, оно в двухвалентной форме транспортировалось в бассейны седиментации из КВ. В морях Fe^{2+} при воздействии O_2, генерируемого цианобионтами, переводилось в Fe^{+3} и осаждалось на дно в виде оксида. После диагенеза и метаморфизма основными минералами руд стали магнетит, в меньшей степени гематит, эпизодически сидерит. Так сформировались самые масштабные в Мире аккумуляции металла с прогнозными запасами в триллионы тонн, известные на всех континентах.

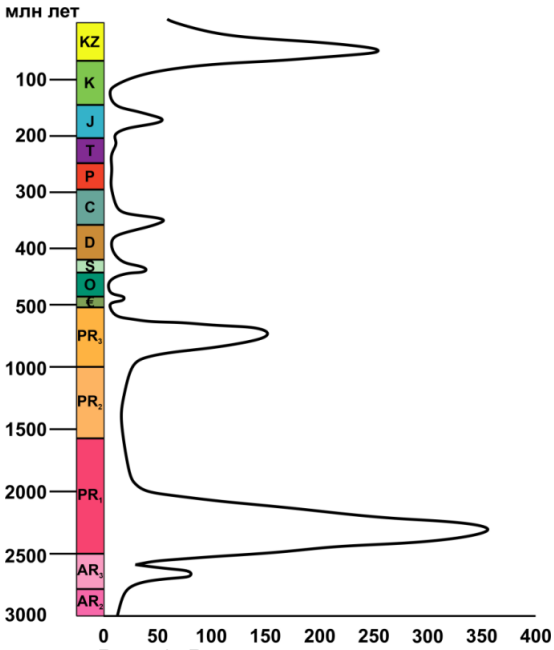


Рис. 1. Распределение запасов железных руд Мира.

Оценивая железонакопление и оперируя с запасами около триллиона тонн Fe, следует иметь в виду, что в истории Земли его накопилось гораздо больше. Это связано с высоким кларком Fe (4.65), концентрации семи-восьми которых возможно для формирования его месторождений. Прогнозные запасы железа (P2-P3) в джеспилитах на порядки выше, приведенных на графике.

Железные руды выделенных эпох представлены различными минералого-петрографическими образованиями. Среди них В.Т. Фролов (1993) выделяет 23 типа, В.Н. Холодов (2006) – 7, которые он называет промышленными. 1 - джеспилиты, 2 - метасоматические сидериты, 3 - оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые, 4 - конкреционно-сидеритовые угленосных отложений, 5 – озерно-болотные, 6 – кор выветривания, 7 - россыпные титаномагнетитовые.

Анализ железных руд выделенных эпох показал, что основными из них являются полосчатые разности железисто-кремнистой формации (BIF), оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые (лотарингский тип), гематитовые, гетит-гидро-гетитовые, лимонитовые руды ФКВ. Остальные типы в определении запасов не играют заметной роли, а их количество для выделенных эпох находится на уровне статистической погрешности. Вместе с тем наличие таких руд на определенных стратиграфических интервалах может подчеркивать специфику той или иной выделенной эпохи железонакопления.

После Великого окислительного события (2.4 млрд лет) формирование полосчатых железистых кварцитов прекратилось. Оно возобновилось спустя более миллиарда лет в специфических условиях ледникового климата криогения с формированием гематитовых пород BIF (GIF) формации в глубоких рифтовых бассейнах, образованных при распаде Родинии. К рапитанитам относят огромные скопления джеспилитов Эль Мутун, Боливия с запасами 40 млрд т руды. Общие запасы Feэтой эпохи с основным минералом гематитом первые сотни млрд тонн.

В фанерозое, в отличие от докембрия с его накоплением железа в отдалённых частях палеоводоёмов, оно смещается в прибрежно-морские зоны и на сушу. В морях образуются оолитовые руды лотарингского типа, сложенные гидрогетитом шамозитом, сидеритом и гидрогематитом. На суше железо накапливается в породах ФКВ в виде гематита (мартита, спекулярита, железной слюдки), гидрогематита, гетита, гидрогетита сидерита, магнетита.

Анализ распределения запасов железа в фанерозое показал (см. рис. 1), что его накопление происходило в эпохи выравнивания территорий и теплого гумидного климата, интенсивного корообразования на суше и ослабленного приноса терригенного вещества в морские бассейны. Такие условия были в раннем силуре (Северная Америка), позднем девоне-раннем карбоне (Восточная Европа), юре (Западная Европа, Австралия), кайнозое (страны с тропическим климатом). Особенно

масштабной была последняя эпоха, когда накопилась большая часть разведанных БЖР. Значительны запасы и руд лотарингского типа. Только в Западно-Сибирском железорудном бассейне предполагаемые запасы составляют порядка 700 млрд тонн.).

Бокситы. Первые бокситы фанерозоя появились в раннем кембрии в единичных участках складчатых поясов при их пенепленизации. В эйфельском веке образовались высокого качества промышленные месторождения на Северном Урале. Во франкское время (рис. 2) бокситонакопление расширилось на территорию Среднего Тимана. Количество известных девонских месторождений не превышают двух десятков, а их общие запасы составляют порядка одного млрд тонн.

В раннем карбоне бокситонакопление сместилось на докембрийские платформы Северного полушария, а в их пределах – в периферийные части угленосных бассейнов. В среднем карбоне оно продолжалось на Китайской платформе, а на территории Кореи - до ранней перми. Бокситы формировались в латеритную, диагенетическую, эпигенетическую стадии; в последнюю - в случаях перекрытия бокситов угленосными отложениями. Активное участие в выветривании принимала органика с образованием бактериальных биоморфоз. Резко возросло количество месторождений (сотни) и их общие запасы до 4 млрд тонн.

Месторождения мезозойских бокситов тяготеют к складчатым поясам, а в их пределах к эпигерцинским и эпикиммерийским молодым платформам Северного полушария. Преобладает карстовый тип бокситов. Они имеют гиббсит-бемитовый состав у платформенных разновидностей и диаспор-бемитовый в подвергшихся складчатости регионов. На докембрийских платформах преобладали низменные обводненные ландшафты с теплым гумидным климатом и каолиновыми КВ. Насчитывается более 1000 месторождений мезозойских бокситов, однако большинство из них мелкие, хотя качество сырья в них высокое. Общие запасы глинозема мезозойских бокситов (3.3 млрд тонн) несколько меньше палеозойских, хотя месторождений больше.

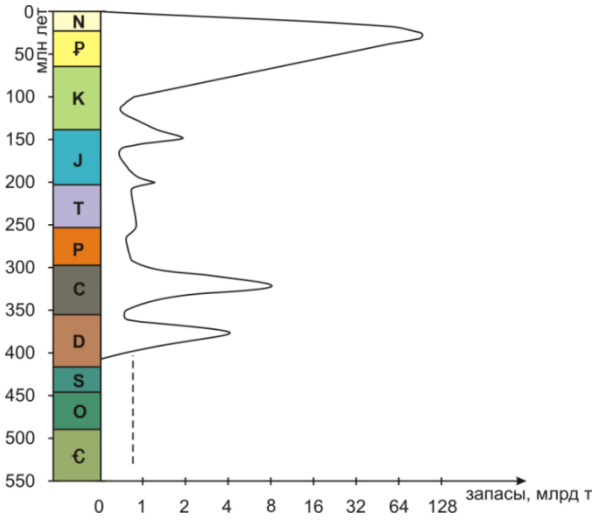


Рис. 2. Схема распределения запасов бокситов в фанерозое.

Бокситонакопление в кайнозое приняло грандиозные масштабы, когда накопилось до 90 % из общемировых запасов порядка 100 млрд тонн. Это связано с расширением площадей выравненной суши с тропическим климатом, относительно высоким стоянием материков, их дроблением и увеличением прибрежных территорий с большим количеством осадков, обилием органики. Всё это привело к образованию мощных латеритных КВ со многими крупными и суперкрупными месторождениями бокситов. Основные месторождения сосредоточены на материках бывшей Гондваны, особенно в Западной Африке и СВ Южной Америки. При этом формировались латеритный латеритно-осадочный и карстовый типы гиббситового и бемит-гиббситового состава.

Каолины. Формирование каолиновых КВ происходило в континентальные перерывы при планации рельефа в условиях теплого гумидного климата. В фанерозое наиболее благоприятными были длительные перерывы с ослабленными тектоническими движениями, способствующими образованию, сохранности и захоронению элювиальных и коррелятных им образований. Это эпохи мощного корообразования, выделенные ещё в 1967 В.П. Петровым. Они могут быть неоднократно проявлены в пределах положительных структур, типичным примером которых является Воронежская антеклиза (ВА). Её КВ относительно хорошо коррелируются с одновозрастными образованиями других структур Восточно-Европейской платформы. Однако таких полных разрезов с обоснованным возрастом КВ, как на ВА, на них нет. Поэтому воронежский разрез с выделенными уровнями развития КВ может служить опорным для ВЕП и возможно, в целом – для других регионов Мира.

В досреднедевонское время каолиновые КВ были маломощными и практически не содержали месторождений. Они появились в позднем девоне, представлены первичными и вторичными каолинами, но широкого распространения не получили. В карбоне в окраинных частях угольных бассейнов с обильной растительностью КВ были источником вещества для месторождений огнеупорных и тугоплавких глин. В позднетриасово-раннеюрское и раннемеловое время образовались основные месторождения первичных и вторичных каолинов. Для территории Северной Америки пик накопления вторичных каолинов пришелся на верхнемеловое и третичное время.

В кайнозое масштабы каолинитонакопления, по сравнению с мезозойским, заметно сократились, уступив место бокситообразованию, сосредоточенному в латеритных покровах тропических стран. Каолиновые породы в виде элювия, вторичных каолинов и каолинитовых глин формировались в пределах пониженных участков пенепленов и на аллювиальных равнинах.

Полученные результаты показали, что эволюция каолинитонакопления, основную массу которого составляют первичные каолины, имеет прерывисто-направленный тренд. Она связана с геократическими этапами развития Земли, увеличением площадей суши и планацией поднятых территорий. Формирование каолинитовых месторождений с общими запасами 16-25 млрд тонн началось в позднем девоне, чему способствовал выход растительности на сушу, достигло максимума в мезозое в его континентальные перерывы и снизилось в кайнозое. Причиной снижения была увеличившаяся интенсивность выветривания с образованием конечных продуктов гидролиза, представленными глиноземом и оксидами железа. На обширных пространствах возникли латериты, оттеснив каолинитонакопление на пониженные участки пенепленов и аллювиальные равнины.

Выводы. Богатые железные руды, бокситы и каолины являются типичными полезными ископаемыми ФКВ, приуроченных преимущественно к фанерозою Их формирование связано с перерывами в осадконакоплении, отвечающим эпохам рудообразования. Эволюция накопления этих ПИ имела пульсационно-направленный тренд с неравномерным увеличением площадей и запасов со временем. Если для бокситов и каолинов почти все месторождения сформировались в фанерозое, то для БЖР обогащение материнских пород в виде джеспилитов было в докембрии, где сосредоточены триллионы тонн железных руд. Оно продолжалось в фанерозое с образованием БЖР в КВ и прибрежно-морских водоёмах. Различия в образовании бокситов и каолинов заключается в том, что первые формировались на возвышенных участках, а вторые в это же время на пониженных и аллювиальных равнинах. Накопление БЖР менее зависело от рельефа.

Со временем эволюционировали и минерально-петрографические типы руд. Если для архея и палеопротерозоя характерны гематит-магнетитовые руды BIF, неопротерозоя - гематитовые GIF, то для фанерозоя гематитовые, гидрогематитовые, гетитовые, гидрогетитовые для КВ и оолитовые гематит-шамозит-сидеритовые лотарингского типа. Палеозойские бокситы диаспор-бемитовые, мезозойские гиббсит-бемитовые, кайнозойские гиббситовые. Менялись и обстановки накопления ПИ. Для железных руд в архее были зеленокаменные пояса, в палеопротерозое – протоплатформы, в неопротерозое - рифтогенные впадины, в фанерозое – платформы и прибрежно-морские равнины.

Литература

Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обители человечества. / Отв. ред. М.В. Кузьмин, В.В. Ярмолюк; Рос. Акад. Наук. Сиб. отд-ние. Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова. – Новосибирск : Академическое изд-во «ГЕО», - 2021, - 327 с.

Зинчук Н.Н. Историческая минерагения в 3-х томах / Н.Н.Зинчук, А.Д. Савко, Л.Т Шевырев. - Т.1. Введение в историческую минерагению. – Воронеж : ВГУ, 2005. - 590 с.; - Т.2. Историческая минерагения древних платформ. Воронеж : ВГУ, 2007. - 570 с.; Т.3. Историческая минерагения подвижных суперпоясов. – Воронеж : ВГУ. 2008. - 622 с.

Савко А.Д. Минерагения кор выветривания / А.Д. Савко. - Тр. научно-исслед. ин-та геологии Воронежского госуниверситета. Вып. 95 - Воронеж: Воронежс. гос. ун-тет, 2016. - 136 с.

Савко А.Д. Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые / А.Д. Савко, Ю.Ю. Бугельский, В.М. Новиков, А.Д. Слукин, Л.Т. Шевырев. - Воронеж : Истоки, 2007. - 355 с.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. М.: МГУ, 1993. 432 с. Кн. 3, 1995. – 352 с.

Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса / Холодов В.Н. Тр. ГИН РАН. Вып. 574. М.: ГЕОС, 2006. - 608 с.

Шевырев Л.Т. Савко А.Д. Рудные месторождения России и Мира. Справочник и учебное пособие. 2-е изд. испр. и доп. / Л.Т. Шевырев, А.Д. Савко. - Тр. научно-исслед. ин-та геологии Воронежского госуниверситета. Вып. 82. - Воронеж : Воронежс. гос. ун-тет, 2014. - 402 с.

Evolution of hypergenic ore genesis in the history of the Earth (using examples of rich iron ores, bauxites and kaolins)

Savko A.D.

Voronezh State University. Russia, 394018, Voronezh, University Square, 1 - savko@geol.vsu.ru

Rich iron ores (RIO), bauxites and kaolins are typical hypergenic minerals of the weathering crust formation. Their formation is associated with interruptions in sedimentation corresponding to the epochs of ore formation. The evolution of the accumulation of these minerals had a pulsation-directed trend, expressed in an uneven increase in areas and reserves over time. If the deposits of bauxite and kaolin were almost all formed in the Phanerozoic, then for the RIO of this time, the concentration of Fe in the parent rocks began in the Precambrian in the BIF jespilites, with which trillions of tons of poor iron ores are associated.

Keywords: iron ores, bauxites, kaolins.

УДК 552.57; 551.79; 561

Смена обстановок осадконакопления, обусловивших переотложение угленосных осадков копсельской свиты средней юры в плейстоцене (Юго-Восточный Крым)

Садчикова Т.А[1*], Стукалова И.Е[1], Наугольных С.В.[1***], Чепалыга А.Л.[2]**

*1 – Геологический институт РАН, Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., д.7, стр. 1. *tamara-sadchikova@yandex.ru; **iestukalova@mail.ru; ***naugolnykh@rambler.ru*

2 – Институт географии РАН, Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер., д.29. tchepalyga@mail.ru

Изучены угленосные отложения копсельской свиты батского и келловейского ярусов средней юры и углесодержащие отложения V плейстоценовой Черноморской террасы в Крыму, в районе г. Судака (долина р. Копсель). В задачи исследования входило выявить фациально-климатические и ландшафтные условия образования гагатов копсельской свиты, их состав, структуру, вторичные изменения и сопоставить с гагатами из плейстоценовой пачки. На основании углепетрографических и палеоботанических исследований установлено сходство углей (гагатов) обеих этих толщ и высказано предположение о том, что гагаты, сформировавшиеся первоначально в средней юре, в результате многократной смены обстановок осадконакопления были переотложены в плейстоцене.

Ключевые слова: Крым, юра, плейстоцен, гагаты.

Угленосные отложения средней юры (батский и келловейский ярусы, копсельская свита) изучены в естественных обнажениях долины р. Копсель в районе г. Судака (Крым). Интерес для исследования представляет наличие в этих отложениях линз и прослоев бурого угля – гагата. Многочисленными исследованиями ранее в разных районах п-ва Крым были установлены подобные ископаемые угли в отложениях средней юры (Геология СССР…, 1974; Шнюков и др., 2009), но изучение их в то время было недостаточным. В разрезе отложений копсельской свиты в долине р. Копсель наблюдается терригенный комплекс морских прибрежно-мелководных и лагунных осадков, представленный чередованием слоев разнозернистых песчаников и алевролитов (последние – с многочисленными конкреционными образованиями) с линзовидными пропластками и линзами углей, осложненный отложениями оползней и конусов выноса (рис. 1-1). Углепетрографическими исследованиями установлен микрокомпонентный состав юрских углей, что позволило отнести их к гумусовой группе – собственно, гагатам. Уголь состоит из крупных фрагментов структурного витринита и гелефицированной основной массы. Палеоботанические исследования подтвердили отнесение углей к разновидности гагатов, так как в основном они сложены остатками растений семейства араукариевых или близких к ним таксонов.

Углесодержащие плейстоценовые отложения обнаружены там же в долине р. Копсель в разрезе V чаудинской террасы Черного моря. Нахождение углей в отложениях плейстоценовой V чаудинской террасы интересно тем, что для молодых четвертичных отложений угли не характерны. Необходимо было выяснить их происхождение.

Отложения чаудинской террасы представляют собой ритмичное переслаивание алевритовых осадков лагунной седиментации с прибрежно-мелководными галечными горизонтами и гравийно-галечными образованиями оползневых и временных аллювиальных потоков. Углистый детрит и мелкие линзы бурого угля встречены в алевритовых слоях нижней части разреза (рис. 2-2). Угли соответствуют типу бурого гумусового угля витринитового состава и являются аналогами вышеописанных юрских гагатов. Структурные особенности древесных остатков также позволяют отнести их к семейству араукариевых (Стукалова и др, 2021). А вся пачка плейстоценовых пород залегает на обнаруженных в цоколе террасы юрских отложениях с отчетливыми прослоями бурого угля до 15 см мощностью. Предыдущими исследованиями эти отложения отнесены к копсельской свите батского и келловейского ярусов средней юры (Геология СССР…, 1974; Геология шельфа …, 1984).

Условия формирования и перемещения юрских угленосных отложений. Установлено, что исходным материалом для образования гагатов копсельской свиты средней юры батского и-келловейского ярусов Крыма послужили хвойные семейства араукариевых. Среднеюрская растительность Крыма занимала, преимущественно, низменные участки морского побережья, возможно, сезонно подтопляемые, что создало благоприятные условия для формирования залежей торфа, позднее преобразовавшегося в уголь (Пчелинцев, 1966). По данным литологических исследований, это были мелководные изолированные или полуизолированные водоемы с низкой гидродинамикой (лагуны), с отложениями мелкозернистых горизонтально слоистых песков и

алевритов, с обилием фрагментов растительных тканей. Основную биомассу для образования торфяников, по всей вероятности, давали остатки хвойных.

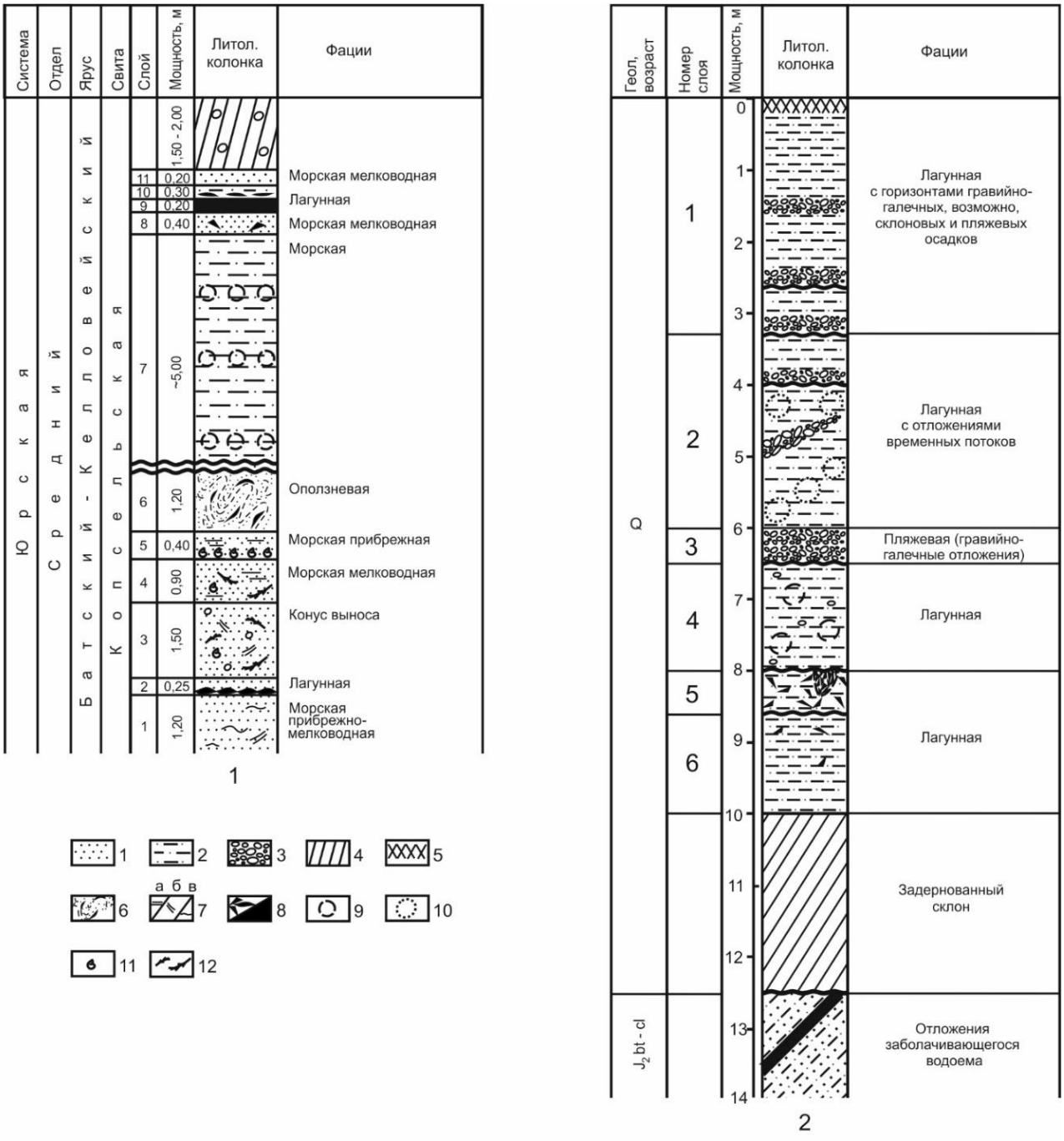


Рис. 1. Строение разрезов и фации отложений: 1 – копсельской свиты средней юры; 2 – V плейстоценовой Черноморской террасы в районе г. Судак (Крым).

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – галечники, гравелиты; 4 – осыпь; 5 – современная почва; 6 – породы перемятые; 7 – слоистость: *а* – горизонтальная, *б* – косая, *в* – волнистая; 8 – угли (гагаты): *а* – обломочные, линзовидные, *б* – пластовые; 9 – конкреции, глинистыеокатыши; 10 – известковые пятна на поверхности пород; 11 – фауна, раковинный детрит; 12 – фрагменты растительной ткани

Среднеюрская угленосная свита частично разрушена в результате многочисленных трансгрессий и дислокаций, и сохранилась в горном Крыму только в виде незначительных прослоев и линз, наблюдаемых, в частности, в обнажении Копсель (Геология СССР…, 1974). Отложения конуса выноса в нижней части разреза свидетельствует о вероятном размыве и переносе осадков речным потоком.

Вверх по разрезу отложения средней юры сменяются пачкой плейстоценовых отложений, характеризующейся тонкими осадками спокойной обстановки мелководного, вероятно, лагунного

водоема, на пути выхода реки в морской бассейн. Содержание остаточного иона Cl^- в осадках очень незначительное – до 0,09 вес. %, что свидетельствует о значительном опреснении водоема. Можно предположить, что происходил размыв первоначально сформированной угленосной толщи средней-верхней юры, с последующим переотложением углистого аттрита на плейстоценовом этапе развития Черноморского бассейна в осадках сильно опресненной лагуны.

Работа выполнена в соответствии с тематикой Госзадания ГИН РАН, Госзадания ИГ РАН.

Литература

Геология СССР. Т. VIII. Крым. Полезные ископаемые. / редакторы : М. В. Муратов, А. В. Сидоренко А.В., Н. И. Черняк. – М .: Недра, 1974. – 205 с

Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря) / отв. ред. Ю.В. Тесленко. – Киев : Наукова Думка, 1984. – 184 с.

Пчелинцев, В. Ф. Киммериды Крыма / В. Ф. Пчелинцев. – Л. : Наука, 1966. – 127 с.

Стукалова, И. Е. Угли (гагаты) в отложениях плейстоценовых Черноморских террас Юго-Восточного Крыма/ Стукалова, И. Е. [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 2021. – № 6. С. – 553-564.

Шнюков, Е. Ф., Камень ночи. / Е. Ф. Шнюков, В. А. Кутний, Е. Н. Рыбак. – 2-е изд., доп. – Киев : ОМГОР НАНУ, 2009. – 64 с.

The change of sedimentation conditions that caused the redeposition of coal-bearing sediments of the Kopsel formation from the Middle Jurassic to ~~in~~ the Pleistocene (Southeastern Crimea)

Sadchikova T.A[1]*, Stukalova I.E[1], Naugolnykh S.V.[1]***, Chepalyga A.L.[2]**

1 – Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Russia, 119017, Moscow, Pyzhevsky Lane, 7, p. 1.* tamara-sadchikova@yandex.ru ; **iestukalova@mail.ru ; ***naugolnykh@rambler.ru

2 – Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, 29, Staromonetny Lane, Moscow, 119017, Russia. tchepalyga@mail.ru

The coal-bearing deposits of the Kopsel Formation of the Bathonian and Callovian stages of the Middle Jurassic and the terrigenous deposits of the V Pleistocene Black Sea Terrace in the Crimea, in the area of Sudak were studied. On the basis of coal petrographic and paleobotanic studies, the similarity of coals (jets) of both the noted strata it was suggested that the jets initially were formed in the Middle Jurassic, and, were re-deposited in the Pleistocene in a result of multiple changes in conditions of sedimentation.

Keywords: Crimea, Middle Jurassic, Pleistocene, Gagate (jet).

УДК 553.983:543.429.2
Применение технологий ЯМР-релаксации и ЭПР-спектроскопии для выявления неоднородности осадконакопления и генезиса битумных пород

Сахаров Б.В.[1,2], Волков В.Я.[1], Хасанова Н.М.[1], Фазлыйяхматов М.Г.[1], Шаманов И.Н.[1], Галеев Р.И.[1], Варфоломеев М.А.[1]

1 – Казанский (Приволжский) федеральный университет, Россия, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18, nkhasano@yandex.ru, mfazlyjy@kpfu.ru

2 – ФБУН ГНЦ Прикладной микробиологии и биотехнологии, Россия, 142279, Московская обл., п. Оболенск, г.о. Серпухов, Территория «Квартал А», д. 24, sakharoff2010@yandex.ru

Новый метод ЯМР-релаксации с одновременным измерением ССИ–КПМГ спадов был применен для исследования битумных пород месторождения Boca de Jaruco (Республика Куба) взятых на интервале глубин 601–708 м. В настоящей работе приведены результаты исследования сигнатур спада свободной индукции (ССИ), поперечной релаксации T_2 с такими аналитическими инструментами, как анализ формы релаксационных спадов, сушка, экстракция, деминерализация с целью выявления состава неоднородности продуктивного разреза и его генезиса, а также выяснения взаимосвязи углеводородов и минеральной части породы с участием парамагнитных свойств породы. По разрезу битумонасыщенного пласта по форме

экспериментальных релаксационных спадов ССИ и КПМГ выявлены разные группы коллекторов. Первоначальное высушивание образцов осуществлялось 12 часов при 60 °С, затем при 120 °С и сопровождалось потерей интенсивности сигнала ССИ из жидкофазной и твердофазной компоненты, только для образцов на уровне 644 м, 679 м, 698 м и 708 м, которые демонстрировали значительную потерю массы на интервале 40–200 °С в методе ТГА. Выделены парамагнитные метки в породе до и после изохронного пиролиза при температуре 350 С и 600 °С для выявления стадий процессов формирования литотипов карбонатных и терригенных отложений при участии органического вещества.

Ключевые слова: ЯМР-релаксация, ЭПР-спектроскопия, битум, карбонаты

Введение. Эффективность экономической оценки плана разработки, добычи в случае вязкой нефти и битумов во многом зависит от глубокого анализа поведения этих сложных многокомпонентных систем в невозмущённом состоянии непосредственно в породе, включая геохимические и петрофизические и литологические свойства, полученные как в лабораторных условиях, так и непосредственно в пласте. Для решения этих задач предлагается привлечь результаты неинвазивных методов таких как ЯМР-релаксометрия и ЭПР-спектроскопия для изучения механизмов переноса жидкостей в сложных нетрадиционных коллекторах (Galeev et al., 2022; Nicot, 2022). В настоящей работе приведены результаты исследования сигнатур спада свободной индукции (ССИ), огибающих эхо сигналов в последовательности Карра-Парселла-Мейбума-Гилла (КПМГ) с такими аналитическими инструментами анализа, как форма релаксационных спадов, сушка, экстракция, деминерализация с целью выявления состава неоднородностей продуктивного разреза и его генезиса, а также выяснения взаимосвязи углеводородов и минеральной части породы с участием парамагнитных свойств породы (Bulka,1991; Mudarisova, 2022).

ЯМР-релаксация. Технология одновременной регистрации ССИ-КПМГ спадов с обработкой с помощью фитинга по полуэмпирическим математическим моделям, где определяются амплитудно-релаксационные характеристики твердотельных и жидкофазных компонент спадов, разрабатывалась для тяжелой нефти (Volkov et al., 2018; Volkov et al., 2022) и показала свою эффективность при исследовании нетрадиционных коллекторов органического вещества (ОВ), в частности битумонасыщенной породы по разрезу продуктивной зоны месторождения Boca de Jaruco с высоким содержанием в минеральном составе кальцита (Galeev et al., 2022). По результатам методики было установлено наличие твердофазной и жидкофазной компонент в сигнале ССИ и проведена количественная оценка их истинных амплитуд (в нулевое время) A_{0S} и A_{0L}. Суммарная амплитуда сигналов $A_0 = A_{0S} + A_{0L}$ отражает содержание ОВ в породе с надежной корреляцией Boca de Jaruco: $\boldsymbol{OB_{ТГА} = 1{,}07 \cdot OB_{ЯМР}}$. Подтверждает известные литературные данные об одинаковом содержании водорода (протонной плотности) в битуме и воде. Возможность напрямую измерять количественное содержание ОВ в одном из видов нетрадиционных (битумонасыщенных) коллекторов. Амплитуда твердофазного сигнала A_{0S} составляет от 40 до 55 % A_0 и коррелирует с содержанием асфальтенов в битумоиде, а жидкофазный сигнал полностью идентичен сигналу экстракта из породы и имеет компоненты в разложении соответствующие компонентному составу SARA. Влияние карбонатной породы на ЯМР релаксационных спадов не обнаруживается.

По разрезу битумонасыщенного пласта по форме экспериментальных релаксационных спадов ССИ и КПМГ выявлены разные группы коллекторов. Первоначальное высушивание образцов осуществлялось 12 часов при 60 °С, затем при 120 °С и сопровождалось потерей интенсивности сигнала ССИ, из жидкофазной и из твердофазной компоненты, только для образцов на уровне 644 м, 679 м, 698 и 708 м (рис. 1), которые демонстрировали значительную потерю массы на интервале 40–200 °С в методе термогравиметрии (ТГА).

По данным рентгенофазового анализа в породе на глубине 644 м кальцита находится только 32 %, а на глубине 698 м кальцита еще меньше – 2%. На рис. 2 представлена литологическая колонка совмещенная с геохимическими параметрами породы, где выделяются продуктивные зоны по содержанию ТОС с высоким содержанием кальцита до 80 %.

Сигналы образцов первой группы глубины 627 м, 632 м, 676 м и 689 м спадают быстро (до 10 мс) и практически совпадают между собой. Вторую группу представляет один образец 695 м с более продолжительным спадом (до 20 мс). Третью группу составили образцы на глубине 644 м, 679 м, 698 м и 708 м с существенно более медленным спадом. В этой группе слои породы на глубинах 644 м и 708 м содержат систему достаточно крупных пор с малым отношением поверхности к объёму, которые сохраняются и после сушки, и после экстрагирования. В результате поверхность стенок пор слабо влияет на подвижность молекул и релаксацию протонов в них. Возможно, что именно из этих слоев нефтеносного горизонта извлекается нефть с помощью обычных технологий. Эти слои окружают породы с тонкими порами, в которых находится трудноизвлекаемое органическое вещество в твёрдом и высоковязком состояниях. Промежуточные свойства слоя на глубине 695 м могут означать, что он является верхней границей нефтеносного пласта, на глубине 708 м.

ЭПР-спектроскопия. Два карбонатных образца на отметке 601 м и 606 м (светлой окраски) имеют интенсивные линии ЭПР Mn^{2+} и ион-радикалов SO_2^-, SO_3^-, CO_2^-. После прогревания при 350 °C (30 минут в атмосфере водорода) образуется сигнал C_{350} новообразованного радикала (ширина линии 0,69). Таким образом, можно предположить, что органическое вещество является сингенетичным, а порода материнской (source rock). Эти два образца представляют основной литотип нефтесодержащей карбонатной породы.

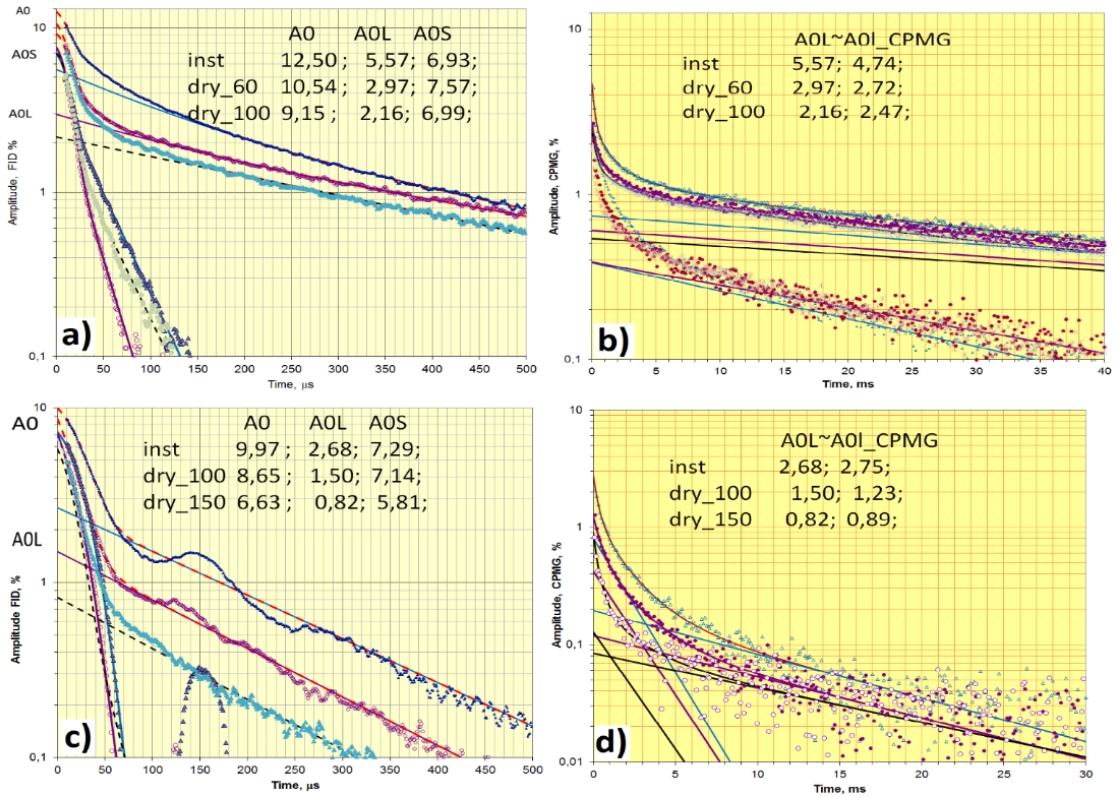


Рис. 1. Изменение параметров релаксационных спадов: a) ССИ образец 664 м после сушки при 60 °C и 100 °C; b) КПМГ образец 664 м после сушки при 60 °C и 100 °C; c) ССИ образец 698 м после сушки при 100 °C и 150 °C; d) КПМГ образец 698 м после сушки при 100 и 150 °C в течение 12 часов

Окислительно-восстановительные реакции контролируются преобразованием валентности таких примесных ионов как Fe^{3+} <-> Fe^{2+}; Mn^{2+} -> Mn^{4+}; V^{4+} -> V^{5+} (железо, марганец, ванадий), электронно-дырочных центров SO_3^- и SO_2^-, а также появлением сигнала свободного радикала. Одной из особенностей ОВ в породе это отсутствие парамагнитного сигнала от комплекса V^{4+} - O. В ЭПР экстракта пробы 644 м этот сигнал наблюдается.

После изохронного пиролиза при 600 °C происходит образование интенсивной широкой линии ЭПР Fe^{3+}, вызванное выщелачиванием и окислением двухвалентного железа с последующим образованием смешанных оксидов железа (g ~ 2.1), а также сигнала металлорганического комплекса Fe^{3+} (g ~ 2.002) и карбонизированного радикала C_{600} (DH ~ 0.1–0.2 мТл).

ЭПР исследования минеральной и органической части вещества проведены в исходной породе, после изохронного пиролиза при 350 °C и 600 °C в водородной атмосфере (30 минут). Резко отличаются по минеральной и органической части породы на уровне 644 м, 679 м, 698 м и 708 м от карбонатной породы, представленной вторичным кальцитом. В этих участках выщелачивание и окисление двухвалентного железа начинается при 350 °C. Диаграммы реперных линий иона марганца и радикалов в кальците, углеродного радикала C_{opr} и C_{350} позволяют выделить ритмичность изменения условий осадконакопления и взаимодействия породы с органическим веществом и поступлением флюидов содержащих серу (рис.2).

Установлена сингенетичность ОВ и карбонатного минерального состава. По всей толще породы регистрируется после изохронного пиролиза при 350 °C новый радикал C_{350} способный производить УВ в нефтяном окне. Новообразованный радикал C_{350} в области карбонатной минеральной части происходит в результате цепочной реакции с участием свободных радикалов (Stainforth, 2009). Количество свободных радикалов увеличивается без изменения ширины линии (0,5 мТл) свободного радикала. На глубине 644 м, 679 м, 698 м, 708 м ширина линии радикалов C_{350} в среднем составляет 0,7 мТл, уширяющим фактором является неразрешенная сверхтонкая структура от ядер водорода.

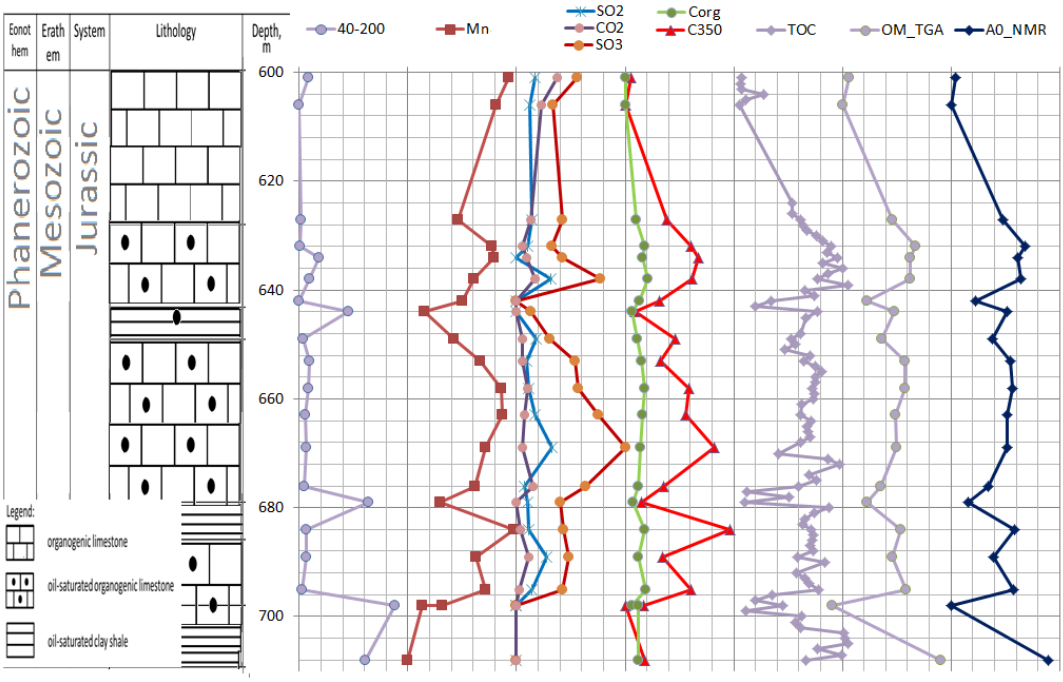


Рис. 2. Изменение параметров геохимических параметров породы по результатам ТГА, пиролиза, ЯМР-релаксации и ЭПР спектроскопии

Обсуждение. Выделенные парамагнитные метки в породе до и после изохронного пиролиза хорошо диагностируют стадийность процесса формирования литотипов карбонатных и терригенных отложений при участии органического вещества. Линий ЭПР примесного Mn^{2+} в позиции Ca, сульфатных SO_2^- и SO_3^- радикалов, замещающих анионную группу в структуре кальцита являются показателем раннего диагенеза карбонатных илов. Линия ЭПР иона Fe^{3+} с g = 4,3 в структуре иллита диагностирует смену осадконакопления. Определен основной тип ОВ водорослевый (морской) в зоне «нефтяного окна». Термоустойчивость карбонатов сохраняется до температуры 350 °C, после достижения 600 °C происходит растворение кальцита и выщелачивание ионов марганца, железа. Таким образом комбинируя методы ЯМР-релаксации и ЭПР-спектроскопии, могут быть выявлены тонкие особенности осадконакопления и генезиса битумной породы, а также взаимодействия минеральной и органической частей породы.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2022-299 в рамках программы создания и развития НЦМУ «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты».

Литература:

Bulka, G.R. EPR probes in sedimentary rocks: the features of Mn2+ and free radicals distribution in the Permian formation in Tatarstan / G.R. Bulka, N.M. Nizamutdinov, N.G. Mukhutdinova [et al.] // Applied Magnetic Resonance. – 1991. – V. 2. – №1. – P. 107-115.

Galeev, R.I. Novel low-field NMR method for characterization content and SARA composition of bitumen in rocks / R.I. Galeev, B.V. Sakharov, N.M. Khasanova [et al.] // J. Pet. Sci. Eng. – 2022. – V. 214. – 110486. – doi: 10.1016/j.petrol.2022.110486.

Mudarisova, R.A. Carbonate reservoir rocks characterization of the Kazanian Stage of the Gorsky ultraviscous oil field by electron paramagnetic resonance method / R.A. Mudarisova, Y.V. Volkov, N.M. Khasanova [et al.] // Georesursy. – 2022. – V.24, No. 3. – P. 90-98. – doi: 10.18599/grs.2022.3.90-98.

Nicot, B. Magnetic expression in kerogen reveals impact on fluid transport / B. Nicot, J.P. Korb, I. Jolivet [et al.] // Magn. Reson. – 2022. – V. 3. – P. 125–136. – doi: 10.5194/mr-3-125-2022.

Stainforth, J.G. Practical kinetic modeling of petroleum generation and expulsion / J.G. Stainforth // Marine and Petroleum Geology. – 2009. – V. 26. – P. 552–572.

Volkov, V.Y. Analysis of the composition and properties of heavy oils in situ by low field NMR relaxation method / V.Y. Volkov, B.V. Sakharov, N.M. Khasanova [et al.] // Georesursy. – 2018. – V. 20, No.4. – P. 308–323. – doi: 10.18599/grs.2018.4.308-323.

Volkov, V.Y. Low-field NMR-relaxometry as fast and simple technique for in-situ determination of SARA-composition of crude oils / V.Y. Volkov, A.A. Al-Muntaser, M.A. Varfolomeev [et al.] // J. Pet. Sci. Eng. – 2021. – V. 196. – 107990. – doi: 10.1016/j.petrol.2020.107990.

Application of NMR relaxation and EPR spectroscopy technologies to identify heterogeneity of sedimentation and genesis of bituminous rocks

Sakharov B.V.[1,2], Khasanova N.M.[1], Volkov V.Y.[1], Fazlyyyakhmatov M.G.[1], Shamanov I.N.[1], Galeev R.I.[1], Varfolomeev M.A.[1]

[1] Kazan Federal University, Russia, 420008, Kazan, Kremlyovskaya Str. 18
[2] State Research Center for Applied Microbiology & Biotechnology, Russia, 142279, Moskovskaya oblast, u.d. Serpukhov, Obolensk, Territory "Kvartal A", 24

Novel low-field NMR method for characterization content and SARA composition of bitumen in rocks Deposits Boca de Jaruco taken at the depth interval of 601-708 m. This paper presents the results of the study of FID, T1 / T2 signatures with such analytical tools as analysis of the form of relaxation recessions, drying, extraction, demineralization to identify the composition of the heterogeneity of the productive section and its genesis, as well as to clarify the relationship between hydrocarbons and the mineral part of the rock with the participation of paramagnetic properties of the rock. According to the section of the bitumen-saturated reservoir in the form of experimental relaxation recessions of FID and CPMG, three different groups of reservoirs were revealed. The initial drying of the samples was carried out for 12 hours at 60 °C, then at 120 °C temperature and was accompanied by a loss of FID signal intensity, both from the liquid-phase and solid-phase components, only for samples at the level of 644 m, 679 m, 698 m and 708 m, which showed significant weight loss in the range of 40-200 °C in the TGA method. Paramagnetic marks in the rock before and after isochronous pyrolysis at a temperature of 350 and 600 °C were identified to identify the stages of the formation of lithotypes of carbonate and terrigenous deposits with the participation of organic matter.

Keywords: NMR relaxometry, EPR spectroscopy, bitumen, carbonates.

УДК 523.43
Осадочные образования Марса: история исследования и их генетическая принадлежность (научный обзор)

Седаева Г.М.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1; sedaeva-mgu@mail.ru

Советский Союз в ноябре 1971 г. запустил автоматические межпланетные станции, из них Марс-2 и Марс-3, а позднее Марс-4 и Марс-5 достигли поверхности планеты и дали первые панорамные фотографии Марса. Геолого-морфологический их анализ позволил выявить образования ударного, вулканического, флювиального, гравитационно-склонового, эолового и тектонического происхождения. С 1975 г. США стали получать снимки с Викинг-2, а с 1997 г. – роботизированных марсоходов. 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.

Дешифрирование снимков подтвердило наличие экзогенных геологических агентов (ветер, текучая вода, гравитация) и присутствие разных генетических (терригенно-аквальных, гравитационно-склоновых и эоловых) типов осадочных образований. Было выявлено, что планета Марс в ранние эпохи своего существования (4,2-0,5 млрд.л.н.) была похожа на Землю в ее нынешнем виде: 1) плотная атмосфера; 2) мощная магнитосфера; 3) мягкий климат; 4) моря (возможно, океаны), озера и бурные реки; 5) вулканическая и тектоническая активность; 6) наличие экзогенных геологических агентов, что в свою очередь привело к формированию экзолитов Марса – осадочных образований разной генетической принадлежности.

Ключевые слова: марсоходы, осадочные образования аквальные, гравитационные и эоловые

В ноябре 1971 г. Советский Союз впервые в мире запустил автоматические межпланетные станции и только Марс-2 и Марс-3 достигли поверхности планеты, которые дали первые снимки, сделанные на месте (рис. 1, слева). На основании геолого-морфологического анализа фотографий поверхности планеты с помощью Марс-4,-5 были выявлены образования ударного, вулканического, флювиального, гравитационно-склонового, эолового и тектонического происхождения (Суханов, 1976; Флоренский и др., 1976). В период 1972-1975 г.г. США запустили первые космические аппараты

(Маринер-1,-2 и др.) и лишь Викинг-2 сел в 1975 г. на поверхность Марса, и прислал панорамные снимки планеты (рис. 1, справа). В последующие годы США стали получать снимки с Маринер-9, дешифрирование которых подтвердило наличие на Марсе разных геологических типов образований. В целом было выявлено, что рельеф планеты подвергнут экзогенной переработке поверхности, помимо метеоритной бомбардировки.

С 1997 г. стали запускать с Земли 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.

Впервые в июне 2018 г. марсоход Opportunity (США) обнаружил осадочные породы за пределами Земли (рис. 2). В 2021г. марсоход Кьюриосити совершил посадку в Северном полушарии, в крупном кратере Гейла и сделал ряд уникальных снимков, позволивших провести более детальные геолого-морфологические исследования и уточнить строение, состав и генетическую принадлежность экзолитов Марса.

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 г. Шарп (https://www.themarysue.com/).

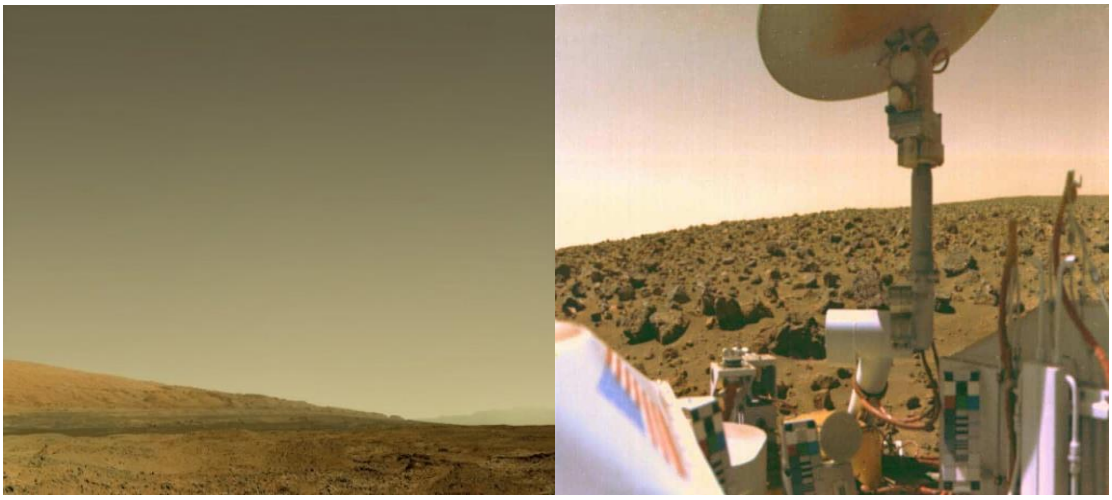


Рис. 1. Марсианский пейзаж, снятый при посадке: слева – Марс-3 (Советский Союз, 1971) и справа – Викинг-2 (США, 1975)

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 (рис. 3). По мнению геологов и планетологов, их присутствие в грунте свидетельствует, что древнее озеро существовало здесь около 4,2–3,5 млрд. лет тому назад.

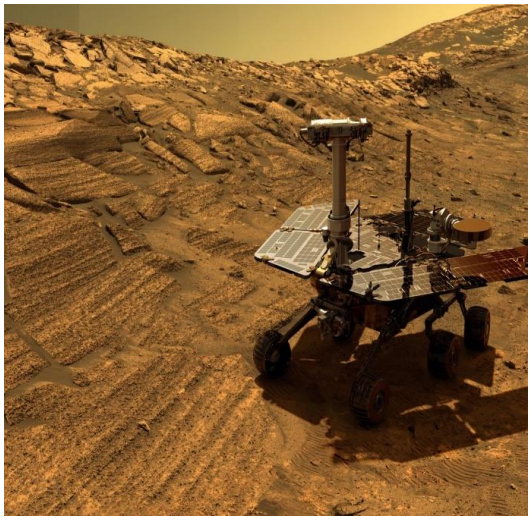


Рис. 2. Слоистые осадочные образования Марса (США, NASA, 2018).

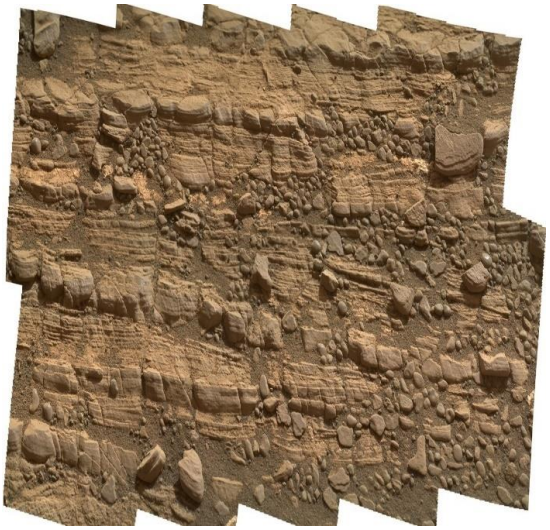


Рис. 3. Глина и галька на дне древнего озера в кратере Гейла (США, NASA, 2021).

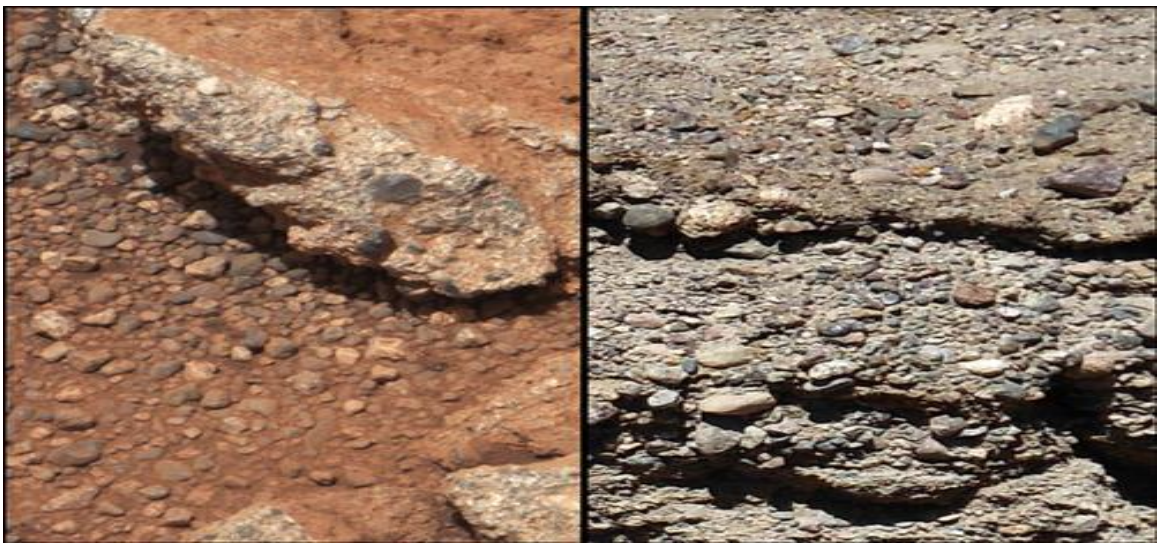


Рис. 4. Сравнение строения галечно-гравийных образований на Марсе (слева) и на Земле (справа) (США, NASA, 2021).

Кроме этого, на многих панорамных снимках планеты хорошо видны выходы скальных слоистых образований в виде уступа на поверхности Марса (рис. 5), большей части из которых присуще горизонтальная слоистость и тонкоплитчатая отдельность с гладкой поверхностью, что свойственно терригенно-аквальным образованиям. Вблизи горы Шарп была пробурена скважина для забора образцов грунта и их исследования на месте (рис. 6). 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 этом районе присутствовала вода 4,2–3,5 млрд. лет назад (https://www. vesti.mirtesen.ru).

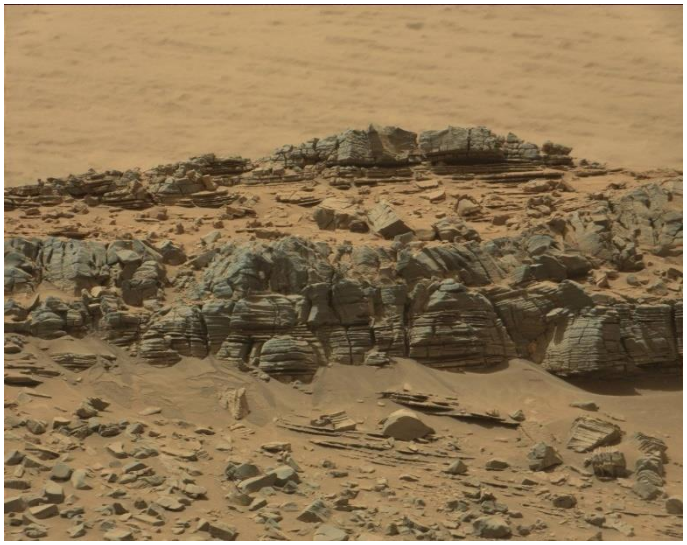


Рис. 5. Характер выхода скальных слоистых пород на поверхности Марса (США, NASA, 2022).

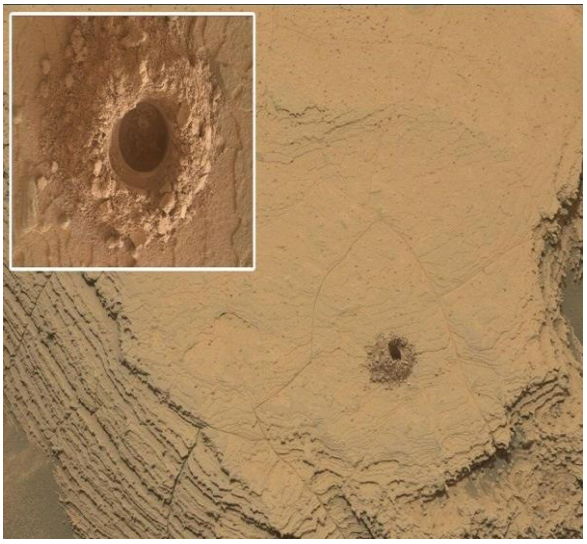


Рис.6. Скважина, пробуренная в слоистых лимногенных отложениях (США, NASA, 2022)

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 (рис. 7) и образующие в плане меандровый рисунок (Суханов, 1976). На некоторых пейзажных снимках, полученных в XXI веке, было уже четко видно русло реки (рис. 8), следы воздействия воды на поверхности планеты и терригенно-флювиальные образования, указывающие о водно-эрозионном происхождении долин и присутствии воды на Марсе.

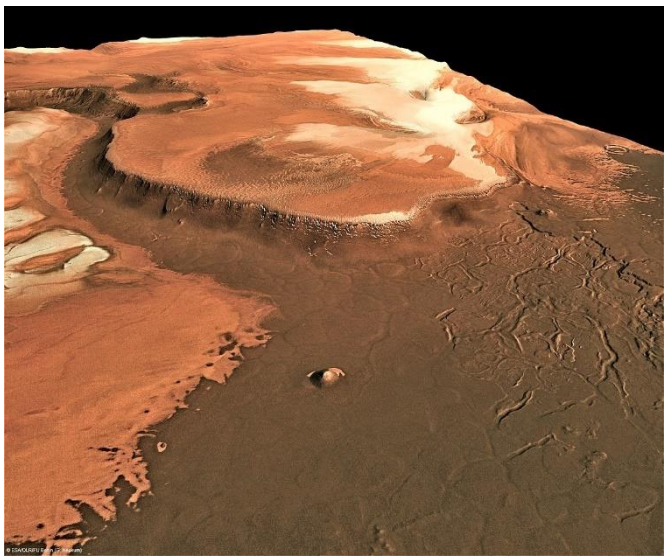


Рис. 7. Поверхность планеты с шапками льда и сетью каналов или русел (США, NASA, 2022)



Рис. 8. Древнее русло реки в рельефе Марса (США, NASA, 2022)

Новый набор топографических карт, составленных по результатам спутниковой съёмки, позволил установить признаки существования в древности обширного океана на планете. Вначале были обнаружены фрагменты длинной береговой линии океана возрастом 3,5 млрд.л. в Северном полушарии планеты, которое представляет собой низину (*в отличие от южного полушария, которому присуще высокий рельеф*). Позднее, в 2022 г. был обнаружен другой ключевой признак океана – очень мощная (до 900 м) толща слоистых осадочных образований на площади 1000 км².

Помимо этого, было выявлено на поверхности Марса углубления – овраги и каналы нередко длинною до 2000 км и шириною до 100 км, образовавшиеся, с большой долей вероятностью, под воздействием воды. Именно присутствие воды на планете могло вызвать: 1) масштабные наводнения и образование речных (?) долин, каньонов и оврагов, 2) размыть те или иные породные ассоциации с формированием в них углублений и неровностей разного порядка, а также терригенно-аквальных образований разного (пролювиального, озерного, морского, океанского?) генезиса.

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.), иногда образующие беспорядочно бугристый рельеф на их склонах. Местами бугристый рельеф оползневых склонов пронизан эрозионными ложбинами под воздействием временных потоков (?) в отличие от радиальных борозд типа камнепадных желобов (Суханов, 1976; Флоренский и др., 1976). Нередко гравитационные образования в виде коллювия обрушения и отчасти осыпных накоплений наблюдаются у подножия скальных выходов терригенно-аквальных образований разного генезиса, а на поверхности последних отмечается каменистый развал эндолитов (в основном, вулканитов) и отчасти экзолитов в виде горизонта конденсации – скопления грубообломочных образований; разноразмерных глыб и щебенки (https://www.themarysue.com/).

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 образовании эоловых накоплений разных форм. Многие исследователи считают, что Марс мог потерять бóльшую часть текучей воды в период от 4,1 до 3,7 млрд.л. 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/).

Из вышесказанного следует, что 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 бурные реки (?); **5)** вулканическая и тектоническая активность; **6)** наличие экзогенных геологических агентов (ветер, текучая вода, гравитация). Это в свою очередь привело к формированию экзолитов Марса – осадочных образований 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.

Литература

Суханов А.Л. Особенности геологического строения участка Марса, заснятого автоматическими станциями «Марс» // Тектоника и структурная геология. Планетология / под ред. ак. А.В. Пейве и ак. А.П.Виноградова. - Москва: Наука, 1976. - С. 299- 305 с.

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. ак. А.В. Пейве и ак. А.П.Виноградова.- Москва: Наука, 1976.- С. 281- 299 с.

https://www. vesti.mirtesen.ru

https://www.themarysue.com/

Sedimentary formations of Mars: history of research and their genetic belonging (scientific review)

Sedaeva K.M.

Lomonosov Moscow State University, Russia, 119991, Moscow, Leninskie gory, 1, sedaeva-mgu@mail.ru

In November 1971 the Soviet Union launched automatic interplanetary stations, of which Mars-2 and Mars-3, and later Mars-4 and Mars-5 reached the surface of the planet and gave the first panoramic photographs of Mars. Their geological and morphological analysis made it possible to reveal formations of impact, volcanic, fluvial, gravity-slope, eolian and tectonic origin. Since 1975, the United States began to receive images from the Viking-2, and since 1997 – from robotic rovers. In 2019, China launched the Zhùróng rover. A total of 26 rovers were sent, three of them - Curiosity, Perseverance (USA) and Zhùróng (China) are still working.

Image interpretation confirmed the presence of exogenous geological agents (wind, flowing water, gravity) and the presence of different genetic (terrigenous-aquatic, gravity-slope and eolian) types of sedimentary formations. It was found that the planet Mars in the early epochs of its existence (4.2-0.5 billion years ago) was similar to the Earth in its current state: 1) dense atmosphere; 2) powerful magnetosphere; 3) mild climate; 4) seas (perhaps oceans), lakes and turbulent rivers; 5) volcanic and tectonic activity; 6) the presence of exogenous geological agents, which in turn led to the formation of Mars exoliths - sedimentary formations of different genetic affiliation.

Keywords: rovers, aquatic, gravitational and aeolian sedimentary formations

УДК 561.38+551.734.2(571.513)

Первые находки следов илоедов в континентальных отложениях нижнего девона на юге Чулымо-Енисейской впадины (Минусинский межгорный прогиб, Хакасия) и их значение для стратиграфии, литологии и почвоведения

Седаева Г.М.[1], Родыгин С.А.[2]

1 - Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1; sedaeva-mgu@mail.ru

2 - Национальный исследовательский Томский государственный университет, Россия, г. Томск, пр. Ленина, 36; rodygin@ggf.tsu.ru

Сообщается о находке ходов илоедов в стратотипическом разрезе матаракской свиты нижнего девона на горе Шунет в Хакасии. Биоглифы образуются при замедлении скорости седиментации и имеют вид извилистых тонких валиков. Вверх по разрезу интенсивность переработки осадка илоедами возрастает. В отложениях этой же свиты встречаются риниофиты, мелкие ракоскорпионы и филлоподы. Биоэлювий отмечает начало формирования почвенного покрова и возникновение биохимического типа субаэрального выветривания.

Ключевые слова: ходы илоедов, нижний девон, Хакасия

Минусинский межгорный прогиб представляет собой систему девонских впадин, расположенную между горными сооружениями Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна. В зоне одной из них — Чулымо-Енисейской впадине (рис. 1), на Матарак-Шунетском участке учебно-геологического полигона Томского госуниверситета (рис. 2–3) современной эрозией вскрыты эффузивные и эффузивно-осадочные породы с редкими прослоями и пластами ритмитов (в виде неравномерного

тонкого чередования песчаников, алевролитов, реже аргиллитов) нижнего девона (D_1) континентального генезиса, стратиграфически приуроченные к матаракской и шунетской свитам. Они залегают на разных горизонтах докембрия и кембрия (рис. 4) и знаменуют собой начало рифтогенно-депрессионного этапа развития региона с наземным типом вулканизма (Геология.., 2007; Лучицкий, 1960; Материалы.., 2011; Котельников и др., 2017; и др.). Ритмиты наблюдаются в нижней части разреза вулканогенно-обломочных пород верхнематаракской подсвиты, которые несогласно залегают на вулканитах нижнематаракской. Вулканиты на площади и в разрезе в виде *покровов и послойных тел базальтов, андезибазальтов, трахиандезитов и их туфов, трахириодацитов*, с крайне редкими прослоями терригенных пород (мощностью до 300 м). Между ними наблюдается постепенный переход.

В ритмитах среди песчаников, алевролитов и отчасти алевропелитов верхнематаракской подсвиты D_1 встречаются остатки первых наземных растений — псилофитов (их называют также риниофиты, проптеридофиты) разной степени сохранности. Особенно много их в основании верхнематаракской подсвиты. Аналогичные растительные остатки ранее были обнаружены в разрезах D_1 других впадин Минусинского межгорного прогиба, а также в Шотландии и Канаде. Палеонтологические исследования показали, что риниофиты не имеют ни корней и ни листьев, и что их флористические комплексы крайне однообразны. Такие наземные растения сформировались за относительно короткий отрезок времени: с позднего прагиена по ранний эмс раннего девона (Захарова, Ананьев, 1990). Выше по разрезу отмечаются крайне редкие рассеянные отпечатки ракоскорпионов (эвриптерид), створки филлопод, и единично остатки бесчелюстных — остеостраков (Геология.., 2007; Родыгин, 2006; и др.). Ископаемые остатки разных таксонов не позволяют более детально стратифицировать разрез нижнего девона и обоснованно проводить границу между пограничными образованиями пражского и эмсского ярусов. Вследствие этого возраст данного интервала разреза датируется как позднепражский-раннеэмсский нижнего девона (D_1p_2-e_1).



Рис. 1. Чулымо-Енисейская впадина (1, 2, 5–9 – фото С.А. Родыгина)



Рис. 2. Матарак-Шунетский участок



Рис. 3. Обзорная карта района исследований

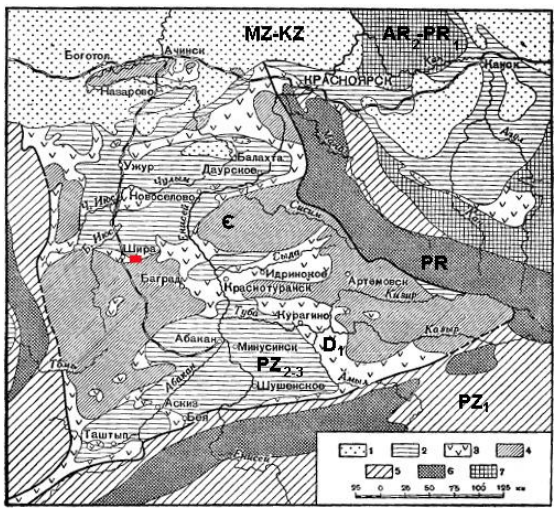


Рис. 4. Схема геологического строения Минусинского межгорного прогиба (Лучицкий, 1960). Красный квадрат – район работ



Рис. 5. Редкие тонкие ходы илоедов по наслоению в глинистом прослое из пачки переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Обр. Ш5/2019



Рис. 6. Редкие мелкие ходы илоедов толщиной 0,2–0,5 мм в мелко-среднезернистом песчанике. Обр. 178–1–1б

Впервые в 2019 г. вместе с остатками первых наземных растений риниофитов были обнаружены ходы илоедов (рис. 5–9) в виде следов ползания — извилистые тончайшие (1–3 мм) валики, длиною от 2–5 до 10 см. Им присуща желтоватая и/или светло-коричневая окраска, выделяющаяся на светло- или темновато-сером фоне песчаников и алевролитов (Родыгин, Седаева 2021). Литологи рассматривают их как биоглифы, и они знаменуют собой замедление скорости седиментации или поверхности перерывов в осадконакоплении. Их присутствие в разрезе указывает на стадию не накопления осадка и его переработку илоедами. Стадия переработки осадка илоедами бывает разная: от ненарушенных слойков песка и ила (нижележащих отложений) до слабо нарушенных в виде удлиненных шнурков, переплетение которых создает ихнитолитовую или биотурбитовую текстуру (Фролов, 1992). При этом надо отметить, что вверх по разрезу постепенно возрастает интенсивность переработки осадка илоедами: вблизи кровли нижнематаракской подсвиты (?) наблюдаются их единичные ходы, а выше по разрезу (через некоторые его интервалы) встречаются слабо нарушенные слойки с небольшим скоплением их ходов на поверхности напластования. Далее вверх по разрезу уже отмечаются нарушенные слойки с относительно утолщенным хаотичным рисунком скопления следов их ползания, с образованием пропластка биоэлювия толщиною до 1,0–1,5 см. Пропластки биоэлювия проследить в разрезе и на площади практически невозможно из-за локальности их распространения и задернованности склона, и установить стратиграфическую границу между двумя ярусами (D_1p и D_1e) также невозможно. Таким образом, можно констатировать отсутствие биостратиграфической границы из-за постепенного перехода между отложениями пражского и эмсского ярусов нижнего девона, что ранее было отмечено по остаткам риниофитов. Этим подтверждается биостратиграфическое значение находок следов илоедов в континентальных отложениях нижнего девона и обусловленность выделения пограничных отложений (D_1 p-e) в виде переходной базальной толщи верхнематаракской подсвиты.



Рис. 7. Единичный утолщенный (0,7–1 мм) ход илоеда в мелко-тонкозернистом песчанике. Обр. 179–2–1



Рис. 8. Крупные ходы илоедов (частично отпрепарированные) в песчанике крупно-

среднезернистом полимиктовом с железисто-кремнистым цементом.
Обр. Ш2/2019



Рис. 9. Ихнитолит – биотурбированный песчаник с обилием ходов илоедов по наслоению. Песчаник крупно-среднезернистый полимиктовый, с железисто-кремнистым цементом.
Обр. Ш1/2019

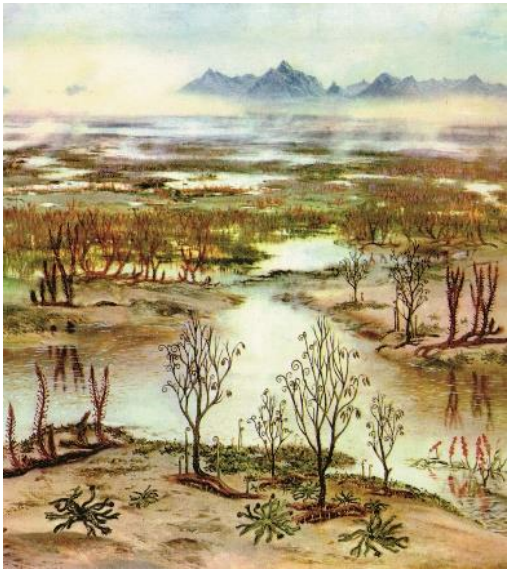


Рис. 10. Первые наземные растения в раннедевонском ландшафте
(илл. З. Буриана)

Одновременно с этим надо отметить, что на рубеже пражского (D_1 p) и эмсского (D_1 e) веков постепенно происходила смена режима и скорости седиментации с формированием поверхностей кратковременных перерывов в виде возникновения участков слабой биотурбации, а потом постепенной переработки верхней части осадка илоедами с образованием в дальнейшем вторичной ихнитолитовой текстуры. Вверх по разрезу (через некоторые интервалы разреза) возрастает интенсивность биотурбации с появлением пропластков биоэлювия — ихнитолитов. Это косвенно указывает на прерывисто-непрерывный характер седиментации и на увеличение длительности перерывов в осадконакоплении, во время которых происходила переработка илоедами осадка с образованием биоэлювиальных прослоек.

Биоценоз первых наземных растений (риниофитов) (рис. 10) и илоедов вместе с другими таксонами беспозвоночных (ракоскорпионами, ногохвостками и многоножками) обеспечивал: 1) разрыхление приповерхностного слоя суши; 2) локализацию и концентрацию капиллярной воды и кислорода; и 3) воздушное и минеральное питание. Биохимия растений постепенно становилась сложнее от их симбиоза с червями и нелетающими насекомыми, что привело в дальнейшем появлению корней и листьев у последующих представителей наземных растений в среднем девоне (D_2) и, таким образом, были запущены процессы биохимического выветривания и почвообразования на суше. Из этого следует, что биоэлювий представляет собой, с одной стороны, зарождение и начало формирования почвенного покрова и биокосной системы на суше, а с другой — возникновение биологического (биохимического) типа субаэрального выветривания. Это в свою очередь подтверждает их значение для литологии и почвоведения.

Таким образом, были запущены процессы биохимического выветривания и почвообразования на суше, произошел расцвет наземной растительности и образование углей в позднем палеозое в зоне сочленения Сибирской платформы и Минусинского межгорного прогиба (или в зоне сочленения древних палеоконтинентов: юго-востока Лавразии и северной части Гондваны).

Литературы

Геология и минерагения Северной Хакасии (Путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири) / Под ред. В.П. Парначева и Б.Д. Васильева. – Томск: Изд-во Том. политехн. ун-та, 2007. – 236 с.

Захарова Т.В., Ананьев А.Р. О стратиграфическом положении быскарской серии девона Минусинского прогиба // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол., 1990. – С. 44–50.

Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. – М.: Наука, 1960. – 275 с.

Материалы по палеонтологии и стратиграфии Урала и Западной Сибири (девонская и каменноугольная системы) / Под ред. Б.И. Чувашова – Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2011. – 220 с.

Родыгин С.А., Седаева К.М. Первые находки следов илоедов в пограничных отложениях пражского и эмсского ярусов Северо-Минусинской котловины, как ключ к расшифровке условий седиментации в раннем девоне (Ширинский район, Республика Хакасия) // Материалы. Всеросс. конф. с междунар. участием «Динамика и взаимодействие геосфер Земли». Том 1. – Томск: ТГУ, 2021. – С. 209–211.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 1: Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 336 с.

The first finding of burrows in lower devonian continental deposits in the south of the Chulym-Yenisei basin (Minusinsk intermountain deep, Khakasia) and their significance for stratigraphy, lithology, and soil science

Sedaeva, K.M.[1], Rodygin, S.A.[2]

1 - Lomonosov Moscow State University, Russia, 119991, Moscow, Leninskie gory, 1; sedaeva-mgu@mail.ru

2 - National Research Tomsk State University, Russia, Tomsk, Lenin Ave., 36; rodygin@ggf.tsu.ru

Borrows were found in the stratotype section of the Lower Devonian Matarak Formation on Mount Shunet in Khakassia. Bioglyphs are formed by slowing down the rate of sedimentation and look like winding thin rollers. The intensity of sediment mud-eaters processing increases up the section. There are rhinophytes, small crustacean scorpions, and phyllopods within the same Formation. Bioeluvium marks the creation of the soil cover and the emergence of a biochemical type of subaerial weathering.

Keywords: burrows, Lower Devonian, Khakassia

УДК 552.181
Морфолого-генетические особенности коры выветривания фундамента Волго-Уральской антеклизы (Северо-Татарский и Южно-Татарский своды)

Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М.

Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет, Россия, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 4/5; lena353@list.ru

Длительный континентальный период на территории Волго-Уральской антеклизы обусловил формирование коры выветривания по породам кристаллического фундамента. Данная формация является уникальным объектом для комплексного изучения процессов минералообразования древнего выветривания, что имеет важное значение для установления полной картины геологического развития изученной территории и прогнозирования полезных ископаемых.

Ключевые слова: кора выветривания, кристаллический фундамент, Татарский свод

На территории Волго-Уральской антеклизы, в частности, в пределах крупных тектонических структур – Южно-Татарского и Северо-Татарского сводов, кора выветривания кристаллического фундамента залегает под мощными отложениями осадочного чехла и характеризуется широким распространением, значительными мощностями, зональным профилем выветривания, отличается минералого-геохимическими и морфолого-генетическими особенностями, а также на отдельных площадях наличием коллекторских свойств и нефтепроявлений (Лапинская, Журавлев, 1967; Ситдиков, 1968; Гатиятуллин, Баранов, 2013; Ситдикова, Сидорова, 2011). При этом особенности данной коры выветривания, установленные на основе комплексного изучения геологического, геофизического и кернового материала бурения поисковых, разведочных и глубоких скважин, обусловлены временем ее формирования, климатом, составом исходных пород кристаллического фундамента, степенью сохранности, геолого-тектоническим положением, интенсивностью развития различных процессов выветривания и действием вторичных наложенных процессов. Изучение коры выветривания фундамента древних платформ дает ценную информация для климатических, тектонических и палеогеографических реконструкций, кроме того, с ней могут быть связаны месторождения различных полезных ископаемых (Ли, 1983; Савко и др., 2019).

Для фундамента Северо-Татарского и Южно-Татарского сводов характерна сильная тектоническая расчлененность, сформированная системой блоков и разломов различного порядка и протяженности, что в свою очередь способствовало развитию процессов выветривания. Сохранность

изученной коры выветривания связана с поздней историей развития сводов, в их центральных частях (области поднятий фундамента) кора выветривания в результате эрозии была целиком или частично разрушена (наличие только нижних зон профиля выветривания) или переотложена в участках понижений фундамента, наибольшую сохранность и мощность кора имеет в зоне межблоковых грабенов и по периферии сводовых поднятий. В соответствии с возрастом покрывающих пород осадочного чехла и господствующей климатической обстановкой, наибольшим распространением пользуется доживетская и дофранская кора выветривания, наименьшим – дорифейская (наиболее холодный период формирования). По морфологическим признакам установлена площадная кора выветривания, покрывающая значительные площади фундамента и более развитая на изученной территории; линейная (линейно-трещинная), приуроченная к разрывным нарушениям в фундаменте и отличающаяся большей мощностью; трещинно-площадная, сочетающая в себе признаки первых двух морфологических типов и встречающаяся нечасто.

Площадная кора выветривания обладает вертикальной зональностью с выделением в профиле снизу-вверх следующих зон: дезинтеграции; цементации; гидратации и выщелачивания; окисления; вторичной гидратации. Наличие всех зон в профиле выветривания по разрезам изученных скважин встречается редко, что связано с различными условиями формирования разновозрастных кор выветривания, составом исходных пород фундамента, последующими размывом и переработкой продуктов выветривания. Отличительной особенностью данных кор является инверсия профиля выветривания, обусловленная вторичным преобразованием верхних зон профиля (зона вторичной гидратации) под воздействием наложенных инфильтрационных процессов, которые действуют на кору выветривания после ее перекрытия отложениями осадочного чехла.

Вещественный состав исходных пород фундамента (метаморфические, реже магматические и метасоматические разности) во многом определяет минералого-геохимические особенности коры выветривания и влияет на формирование новообразованных гипергенных минеральных ассоциаций, и, в первую очередь, ассоциаций глинистых минералов. Каолинит, хлорит, иллит и иллит-смектит являются основными в составе глинистой компоненты, процентное соотношение их варьирует в зависимости от зоны профиля выветривания, при этом следует отметить, что чаще каолинит преобладает в составе ассоциаций глинистых минералов (Сидорова, Ситдикова, 2013). Нижние зоны профиля выветривания (дезинтеграции, цементации) отличаются более разнообразным, сложным набором глинистых минералов, тогда как с увеличением степени гипергенного изменения исходных пород в верхних частях профиля (зоны гидратации-выщелачивания, окисления) состав ассоциаций упрощается и каолинит становится главным минералом. Установлено, что глинистые минералы являются основным компонентом в составе коры выветривания, при этом их процентное содержание, соотношение с породообразующими минералами исходных пород фундамента, смена ассоциаций по профилю выветривания позволяют не только выделять различные зоны, устанавливать более поздние эпигенетические изменения изученной формации, но и влияют на фильтрационно-емкостные свойства пород коры выветривания. Каолинит, как преобладающий гипергенный минерал, играет важную роль дополнительного критерия выделения различных зон профиля, при этом необходимо учитывать его количественное содержание, структурно-морфологические и кристаллохимические характеристики (Сидорова и др., 2023), которые меняются в зависимости от зоны профиля выветривания и воздействия более поздних наложенных процессов, формирующих инверсионный тип коры выветривания.

Литература

Гатиятуллин, Н. С. Оценка поисковых критериев коры выветривания Северо-Татарского свода / Н. С. Гатиятуллин, В. В. Баранов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2013. – № 2. – С. 4-7.

Лапинская, Т. А. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение / Т. А. Лапинская, Е. Г. Журавлев. – М.: Недра, 1967. – 174 с.

Ли, П. Ф. Поиски месторождений полезных ископаемых, связанных с корами выветривания / П. Ф. Ли. – Л.: Недра, 1983. – 216 с.

Савко, А. Д. Эпохи формирования кор выветривания и связь с ними месторождений вторичных каолинов и керамических глин в фанерозое Воронежской антеклизы / А. Д. Савко, А. В. Крайнов, М. Ю. Овчинникова, А. В. Милаш, В. М. Новиков // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2019. – №3. – С. 23-34.

Сидорова, Е. Ю. Ассоциации глинистых минералов древних кор выветривания – потенциальных коллекторских зон кристаллического фундамента Татарского свода / Е. Ю. Сидорова, Л.М. Ситдикова // Георесурсы. – 2013. – № 5(55). – С. 3-7.

Сидорова, Е. Ю. Гипергенный каолинит Южно-Татарского свода: структурно-морфологическая характеристика и генетические особенности / Е. Ю. Сидорова, Л. М. Ситдикова, Н. М. Хасанова // Глины

и глинистые минералы - 2023. VI Российское Совещание по глинам и глинистым минералам «ГЛИНЫ-2023». Материалы докладов. - М.: ИГЕМ РАН, 2023. – С.160-162.

Ситдиков, Б. С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР / Б. С. Ситдиков. – Казань: Изд-во КГУ, 1968. – 436 с.

Ситдикова, Л. М. Минералого-петрографические особенности коровой формации фундамента Южно-Татарского свода / Л. М. Ситдикова, Е. Ю. Сидорова // Георесурсы. – 2011. – № 1(37). – С. 13-15.

Morphological and genetic features of the weathering crust of the basement of the Volga-Ural anteclise (North Tatar and South Tatar arches)

Sidorova E.Yu., Sitdikova L.M.

Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan federal university, Russia, 420008, Kazan, Kremlyovskaya st., 4/5; lena353@list.ru

A long continental period on the territory of the Volga-Ural anteclise led to the formation of a weathering crust along the rocks of the crystalline basement. This formation is a unique object for a comprehensive study of the processes of mineral formation of ancient weathering, which is important for establishing a complete picture of the geological development of the studied territory and predicting minerals.

Keywords: weathering crust, crystalline basement, Tatar arch

УДК 553.98
Роль геодинамического фактора в размещении скоплений УВ в осадочных толщах

Сидорчук Е.А.[1], Добрынина С.А.[1]

1 – Институт проблем нефти и газа Российской академии наук (ИПНГ РАН). Россия, 119333, г. Москва, ул. Губкина, 3, elena_sidorchuk@mail.ru

Работа посвящена проблеме прогноза и поисков залежей углеводородов на нефтегазоперспективной территории арктического региона России с низкой геологической изученностью. Использование геодинамического фактора позволяет расширить границы поисков, более полно изучить особенности геологического строения. Под действием геодинамических процессов на поверхности изучаемой территории образуются характерные морфоструктуры. Выделены геодинамические обстановки типа «вытолкнутый блок» по форме русел рек. Показана приуроченность скоплений углеводородов к выделенным геодинамическим обстановкам.

Ключевые слова: геодинамика, морфоструктуры, углеводороды

Дальнейшее успешное развитие нефтегазовой геологии основано на использовании новых идей и разработке новых научно-методических подходов прогноза и поисков месторождений углеводородов. Оценка роли воздействия различных геологических факторов на формирование и размещение скоплений углеводородов в природных резервуарах многие годы остается предметом изучения поколений геологов-исследователей. Длительное время прогноз и поиск месторождений углеводородов (УВ) основывался на структурно-тектоническом факторе. К настоящему времени большинство месторождений УВ, приуроченных к крупным тектоническим элементам, в основном положительным, известно. Развитие теории тектоники плит утверждает, что процессы нефтегазообразования следует увязывать с геодинамическим режимом недр. Большинство скоплений УВ (до 80%) сгенерировано при субдукционно-обдукционном геодинамическом режиме, тогда как под влиянием рифтогенного режима образовалось около 15%, и лишь 5% - при геосинклинальном (депрессионном) режиме (Гаврилов В.П., 2004).

Глобальные и локальные геодинамические процессы вызывают перемещение отдельных объемов осадочного чехла. В процессе сдвигового движения периодически возникают, исчезают и вновь возникают условия геодинамического растяжения и сжатия, формируются области напряженно-деформационного состояния горных пород. Самые последние работы [2, 3, 5], освещающие активную разработку научно-методических основ технологий прогноза и поисков скоплений УВ на основе представлений об определяющем влиянии геодинамических процессов в формировании и размещении скоплений УВ в осадочных толщах, подтверждают интерес исследователей к этой теме.

Авторами ранее также проведены работы по геодинамической интерпретации тектонического строения нефтегазоперспективной территории северного обрамления Сибирской платформы [7]. К основным источникам отнесены геодинамические напряжения, возникшие вследствие растяжения (спрединга) в районе хребта Гаккеля, также связанные с толщей траппов Путорана и генерированные в результате «сползания» осадочных толщ.

С целью совершенствования прогноза нефтегазоносности и поисков месторождений УВ с учетом геодинамического фактора авторами изучена нефтегазоперспективная территория зоны сочленения Западно-Сибирской плиты (ЗСП) с Сибирской платформой и Енисей-Хатангским региональным прогибом (ЕХРП) с низкой геологической изученностью. Локальными геодинамическими напряжениями были охвачены разные по размерам объемы осадочного чехла, как правило, приводящие к образованию зон разломов или зон трещиноватости. Такие участки обладают определенными геолого-геофизическими и структурными характеристиками, образуя локальные морфоструктуры, имеющие отражение в ландшафте нефтегазоперспективной территории. Эти деформированные участки осадочной толщи определяются как локальные геодинамические обстановки.

Исследуемая территория северо-западного обрамления Сибирской платформы в соответствии со структурно-тектоническим и нефтегазогеологическим районированием относится к Западно-Сибирскому нефтегазоносному бассейну, включая Енисей-Хатангский региональный прогиб. Территория западной части Енисей-Хатангской нефтегазоносной области (ЕХНГО) относится к стратиграфической схеме Гыданской нефтегазоносной области (северо-восточная часть Западно-Сибирской НГП). Восточная часть ЕХНГО относится к стратиграфической схеме Сибирской платформы. На изучаемой территории открыто более 30 месторождений, из них около 17 относится к крупным и уникальным по величине запасов.

Залежи УВ открыты в резервуарах от сиговской свиты верхней юры до дорожковской свиты верхнего мела. Для изучаемой территории коллекторы яковлевской свиты имеют наибольшие эффективные мощности и площадь распространения в районе Ванкорского, Тагульского и Восточно-Мессояхского месторождений. На этой территории достаточно высокими характеристиками также обладают коллекторы нижнехетской свиты. Природные резервуары яковлевской и нижнехетской свит наиболее насыщены запасами углеводородов в целом на всей территории изучения. На рис.1 показана изучаемая территория с расположением уникальных и крупных нефтегазовых месторождений.

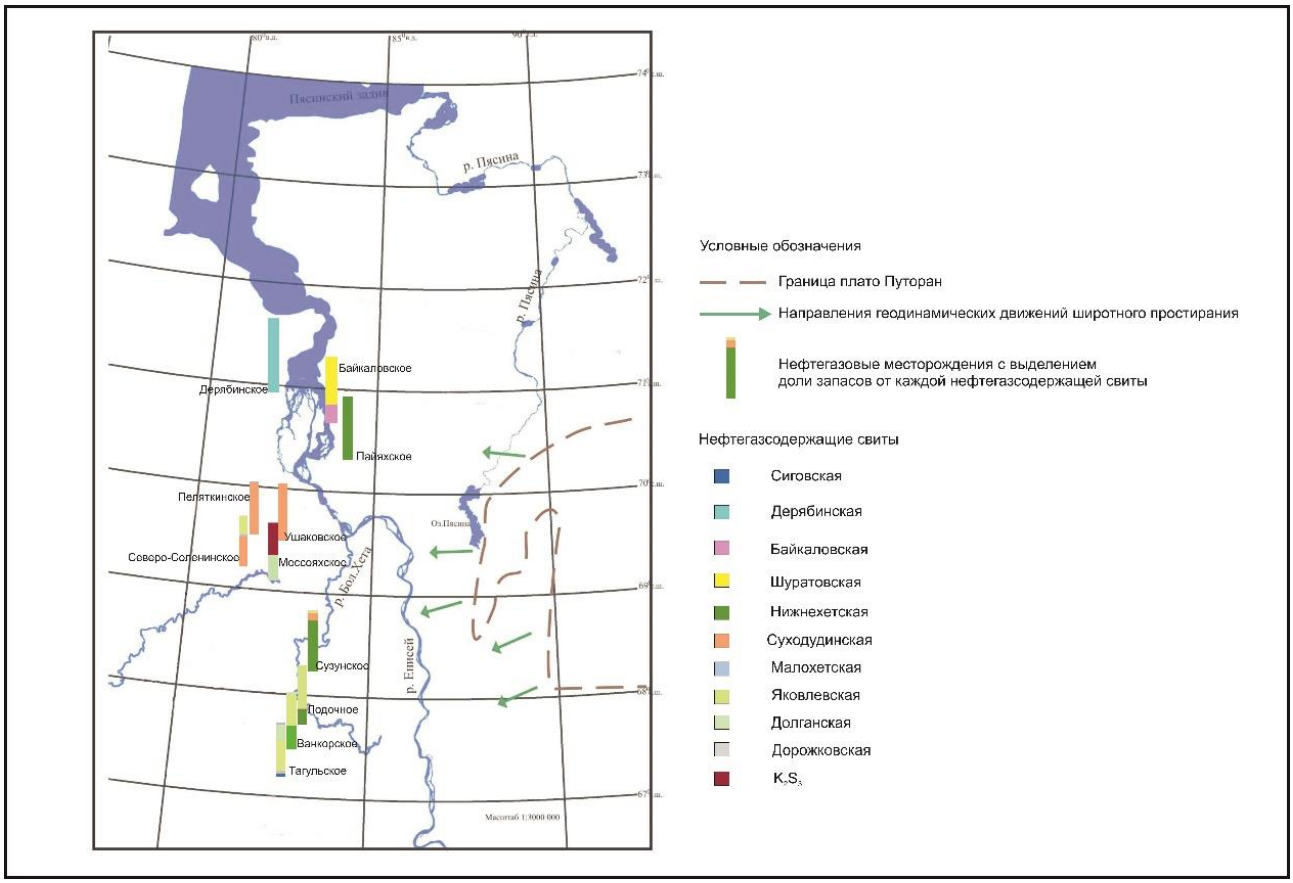


Рис.1. Схема изучаемой территории северо-западного обрамления Сибирской платформы и расположение уникальных и крупных нефтегазовых месторождений зоны сочленения ЕХРП с ЗСВ с выделением доли запасов от каждой из нефтегазонасыщенных свит

Большая площадь распространения и хорошие коллекторские свойства практически всех нефтегазонасыщенных свит позволяют отнести их к природным мегарезервуарам.

Частным случаем локальной геодинамической обстановки сдвига (типа «вытолкнутый блок») является ее определение по характерному рисунку речной сети. По анализу геолого-геофизических материалов с использованием серии топографических карт масштаба 1:500 000 Северо-Сибирской низменности по характерному рисунку речной сети с точки зрения геодинамики авторами выделены локальные геодинамические обстановки сдвига типа «вытолкнутый блок» [6]. Всего выделено 10 подобных геодинамических обстановок на территории Енисей-Хатангской, самостоятельной Таймырской потенциальной и части Пур-Тазовской нефтегазоносных областей. При таком типе геодинамических напряжений русло реки резко меняет направление течения и близко по форме к «вытолкнутому блоку» (похоже на три стороны прямоугольника).

Тип геодинамических напряжений «вытолкнутый блок» демонстрирует форма русла реки Пясина. К этой территории с морфоструктурным обликом «вытолкнутый блок» приурочено Джангодское газовое месторождение. Также тип геодинамических напряжений «вытолкнутый блок» демонстрирует форма русел рек Новая и Захарова Рассоха. Здесь между двумя геодинамическими обстановками «вытолкнутый блок» открыто Балахнинское месторождение. Эти два участка с характерным морфоструктурным обликом русел рек приняты как эталонные для поиска подобных геодинамических обстановок при региональном прогнозе глубинных сложно построенных геологических объектов.

Русло реки Енисей в северной части изучаемой территории образует характерную структуру «вытолкнутого» блока», что также является морфоструктурным выражением геодинамических напряжений, что проиллюстрировано на рис.2. Размеры этой локальной геодинамической обстановки позволяют предположить ее высокую энергетику или продолжительность. Палеореконструкции этапов геологического развития этого региона [1] указывают на активизацию геодинамических процессов в несколько этапов. Сначала в ранне-среднеюрское, затем - позднеюрское время осадконакопления и основной этап, связанный с перестройкой структурного плана и денудацией части юрских отложений на отдельных положительных структурных элементах в позднеюрско-раннемеловое (волжско-берриасовое) время. Причем из всех выделенных геодинамических обстановок на территории исследования эта самая масштабная локальная геодинамическая обстановка.

К этой геодинамической обстановке приурочена Пайяхская зона нефтегазонакопления, размером 300 на 170 км и площадью около 30000км^2 в западной части ЕХРП. Нефтенасыщенные резервуары представляют собой клиноформные толщи, содержащие песчаники нижнехетской свиты.

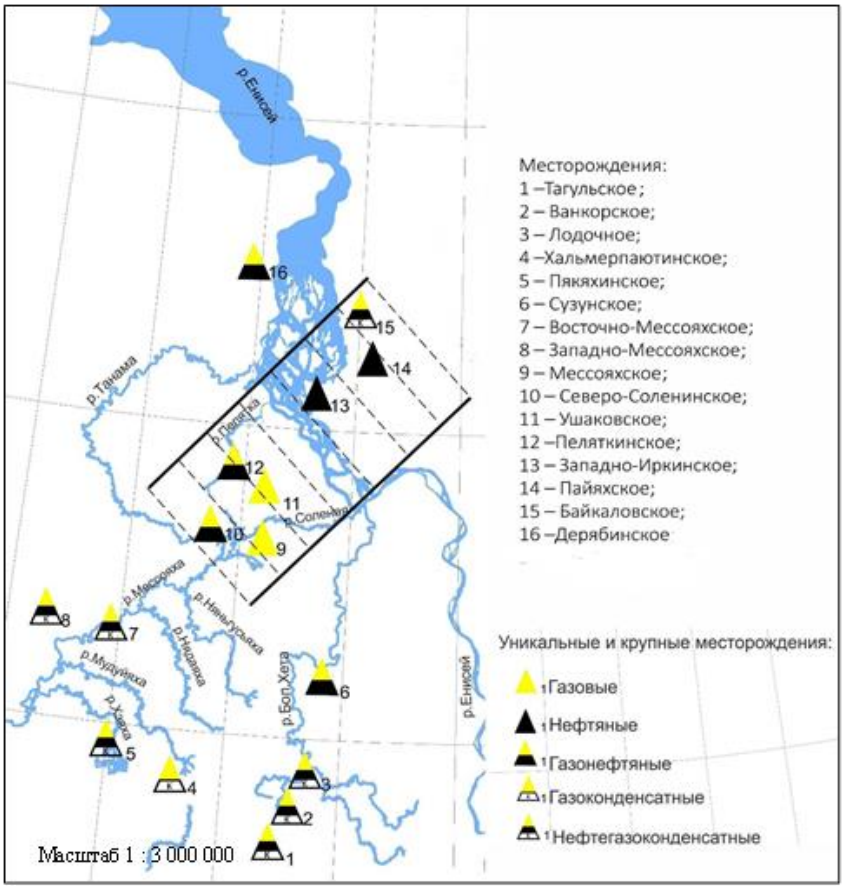


Рис. 2 Локальная геодинамическая обстановка типа «вытолкнутый блок», выделенная по форме русла реки Енисей

В конце юрского и начале мелового времени на этой территории происходила активизация геодинамических процессов, вызванных глобальными геодинамическими явлениями в районе хребта Гаккеля. Это привело к образованию структур Енисей-Хатангского регионального прогиба, куда происходил беспрепятственный транзит обломочного материала. Пульсационное поступление в бассейн осадконакопления больших масс песчано-алеврито-глинистого материала привело к формированию полифациальной аккумулятивной песчано-алевролитовой турбидитной системы [4]. На западе этого участка протекает р. Енисей, вдоль которого отмечены наибольшие толщины «ачимовских» песчаников на Иркинской площади - 114 м.

Здесь открыты Пайяхское и Западно-Иркинское уникальные нефтяные месторождения. По данным государственного баланса полезных ископаемых на 1.01.2022 величины запасов УВ этих месторождений составляют Пайяхского - 4468,51 млн тут, Западно-Иркинского - 1717,851 млн тут.

В результате идеи авторов о роли геодинамического фактора на размещение скоплений УВ в осадочных толщах получают реальное практическое подтверждение.

Основные выводы по изучению поставленной задачи сводятся к следующему.

Активизация геодинамических процессов создала благоприятные условия для формирования мегарезервуаров. Под воздействием глобальных геодинамических процессов, выражающихся в литосферной оболочке земной коры в виде характерных форм рельефа, создавались благоприятные условия для формирования и концентрации скоплений УВ. Следствием этого является современное распределение скоплений УВ в осадочной толще и морфология поверхности этого региона.

Переход поисков скоплений УВ на научно-методическую основу с использованием геодинамического фактора позволит выполнить более полное изучение истории развития перспективных нефтегазоносных территорий и особенностей их геологического строения.

Изучение размещения мегарезервуаров с месторождениями нефти и газа в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты с Сибирской платформой и Енисей-Хатангским региональным прогибом показало, что существенным фактором, влияющим на размещение скоплений УВ, является распределение геодинамических напряжений. Особенности ландшафта территории рассматриваются как локальные геодинамические обстановки. Учет геодинамического фактора, по мнению авторов, приведет к новым открытиям и подтвердит высокую оценку перспектив нефтегазоносности на изучаемой территории.

Работа написана в рамках выполнения государственного задания (тема «Научно-методические основы поисков и разведки скоплений нефти и газа, приуроченных к мегарезервуарам осадочного чехла» № 122022800253-3).

Литература

Афанасенков, А. П. Уточнение палеогеографии севера Сибирской платформы с учетом новых данных / А. П. Афанасенков, А. В. Бордюг, А. М. Никишин [и др.] // Геология нефти и газа. – 2018. – № 2. – С. 5–23.

Афанасенков, А. П. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна /А. П. Афанасенков, А. М. Никишин, А. В. Унгер [и др.] // Геотектоника. – 2016. – № 2. – С. 23-42.

Голованов, К. С. Теоретические основы и технология выявления зон аномально высоких давлений (АВПД) (на примере объектов Азово-Кубанской, Кумо-Манычской впадин и зоны сочленения Прикаспийской впадины и кряжа Карпинского) /К. С. Голованов, В. М. Харченко, Т. В. Волошина, Д. И. Зенин // Наука, инновации, технология. – 2016. – №1. – С.107-120.

Исаев, А.В. Пайяхская зона нефтегазонакопления – трудноизвлекаемая нефть Таймыра [Электронный ресурс] / А. В. Исаев, А. А. Поляков // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2019. – Т.14. – № 4. – Режим доступа – htpp://www/ngtp/ru/rub/2019/36_2019/html. (дата обращения 26.06.2023 г.)

Казанкова Э. Р. Формирование залежей углеводородов на больших глубинах с позиций нелинейной геодинамики /Э. Р. Казанкова, Н. В. Корнилова // Новые идеи в геологии нефти и газа : Сборник научных трудов международ. конф., 23-24 мая 2019 г. / Москов. гос. ун-т : отв. ред. А. В. Ступакова. – М.: изд-во Перо, 2019.– С.200-204.

Сидорчук, Е. А. Геодинамические критерии прогноза нефтегазовых скоплений в сложнопостроенных резервуарах [Электронный ресурс] /Е. А. Сидорчук, С. А. Добрынина // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2022. – Т.17. – №2. – Режим доступа :https://ngtp.ru/rub/2022/9_2022.html. (дата обращения 26.06.2023 г.)

Ульмасвай, Ф. С. Геодинамические напряжения как проявление тектонических механизмов нефтегазонакопления на больших глубинах [Электронный ресурс] /Ф. С. Ульмасвай, Е. А. Сидорчук, С. А. Добрынина // Актуальные проблемы нефти и газа. – 2018. – № 3(22). – 8 с.– Режим доступа − URL: https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2018-22.art3 (дата обращения: 26.06.2023).

Role of geodynamic factor in distribution of hydrocarbon's accumulations in sedimentary strata

Sidorchuk E.A.[1], Dobrinina S.A[1]

[1] OIL & GAS RESEARCH INSTITUTE of the Russian Academy of Sciences(OGRI RAS), Gubkin street, 3, Moscow, 119333, Russian Federation*, elena_sidorchuk@mail.ru*

The work is devoted to the problem of forecasting and searching for hydrocarbon deposits in the oil and gas promising territory of the Arctic region of Russia with low geological investigation. The use of the geodynamic factor makes it possible to expand the boundaries of searches, to study more thoroughly the features of the geological structure. Under the influence of geodynamic processes, specific morphostructures are formed on the surface of the study area. The geodynamic settings of the "pushed block" type are identified according to the shape of the riverbeds. The confinement of hydrocarbon accumulations to the selected geodynamic settings is shown.

Keywords: geodynamic, morphostructures, hydrocarbon accumulations

УДК 550.423
Послойная литолого-геохимическая характеристика пород верхней части ченченской свиты Уринского поднятия (юг Средней Сибири): к вопросу о природе аномалии Шурам-Вонока

Силаева О.М., Рудько С.В.

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Проведено литолого-геохимическое изучение отложений ченченской свиты опорного разреза венда на Уринском поднятии. Целью исследований было изучение связи фаций и состава стабильных изотопов С и О в преде*лах аномалии Шурам-Вонока.* Для этого на небольшом интервале разреза была послойно проанализирована литология пород с последующей литологической типизацией, на основании которой были сделаны выводы об условиях и обстановке осадконакопления. Было обнаружено отсутствие корреляции выделенных литотипов с изотопным с составом С и О, которые тем не менее испытывают слабозаметные вариации амплитудой 1.2 и 2.7 ‰, соответственно. Во время аномалии Шурам-Вонока локальные факторы среды и малоамплитудные флуктуации уровня моря не оказывали воздействия на изотопный состав углерода в морских осадках. Аномалия Шурам-Вонока может быть связана с дигенетическими преобразованиями пород и/или с долговременными вариацями изотопного состава растворенного неорагнического углерода в океане.

Ключевые слова: венд, аномалия Шурам-Вонока, изотопный состав углерода.

Изучался разрез вендских отложений, Уринского поднятия (юг средней Сибири), расположенный на горе Хопыч, по левому берегу р. Лена. Разрез Уринского поднятия включает отложения рифея, венда и нижнего кембрия. Изучаемая свита входит в состав жуинской серии в средней части венда, она согласно перекрывает никольскую свиту и с несогласием перекрывается жербинской свитой (Чумаков и др., 2013). При этом карбонатные отложения жуинской серии характеризуются отрицательной аномалией изотопного состава углерода, сопоставляемой с аномалией «Шурам-Вонока». Аномалия Шурам-Вонока – это широко проявленный эпизод резкого понижения изотопного состава углерода (до -12 ‰) в карбонатных породах среднего эдиакария, являющийся важным хемостратиграфическим корреляционным маркером. Аномалия выявили в Омане, Австралии, Канаде, Китае и Намибии и других регионах (Le Guerroué и др., 2010), однако природа столь сильного понижения изотопного состава углерода в породах остается предметом дискуссии. Среди причин аномалии рассматриваются диагенетические преобразования карбонатов, глобальный эпизод окисления метангидратов или скоплений органического углерода. Популярно мнение о связи эпизода окисления органического углерода с оксигенизацией атмосферы и гидросферы (Williams и др. 2017).

Целью исследований была попытка изучить зависимость изотопного состава С и О от фаций внутри аномалии Шурам-Вонока. Для этого внутри мощной толщи жуинской серии, охватывающей аномалию, был детально изучен небольшой интервал ченченской свиты, внутри которого наблюдается множественное чередование контрастных по литологии слоев. Видны ли флуктуации подчиненного порядка на уровне осадочных трансгрессивно-регрессивных циклов в пределах аномалии, есть ли

связь значений изотопного состава C и O с фациями? – на эти вопросы мы попытались ответить в ходе исследований.

Изученный разрез имеет мощность 22 м, он представлен серыми, светло-серыми, красно-серыми и зеленовато-темно-серыми массивными и слоистыми карбонатными породами. В строении разреза преобладают строматолиты, встречаются сфероаггрегатные и везикуляритовые разности. Всего было отобрано 115 образцов с интервалом 10 - 20 см, макроописание которых составило основу для построения литологической колонки. Также по данным образцам было сделано 84 петрографических шлифа, по которым были выделены литологические разности, рентгенофазовый анализ для 25 образцов различных литотипов для уточнения их минерального состава и изотопный анализ кислорода и углерода для уточнения и дополнения трендов по этим элементам (Покровский, 2021; Pelechaty, 1998).

В изученном разрезе выделено 5 литотипов: известняки сфероагрегатные (I), известняки везикуляритовые (II), известняки интракластовые (III), слоистые глинистые известняки с алеврит-песчаной примесью (IV) и известняки строматолитовые (V). Основу типизации составила классификация известняков по Фролову, дополнительно использовались классификации по Данему и Флюгелю.

I. Сфероагрегатные известняки. Известняки серые с красноватым оттенком массивные, сложенные оолитами (10-60%) и пелоидами (0-55%), с интракластами (0-40%) и примесью микрофитолитов Vesicularites (5-15%) сцементированные поровым кальцитовым спаритовым реже микритовым цементом (до 30%). Породы этого литотипа на 90 и более процентов состоят из кальцита, есть признаки сульфатизации и доломитизации, примесь терригенного материала менее 1 %. Пелоидные известняки имеют более низкие содержания кальцита, в основном за счет повышенной доломитизации.

II. Везикуляритовые известняки имеют в разрезе окраску от серых до красных, массивную текстуру. Карбонатные зерна представлены микрофитолитами Vesicularites (50-100%), оолитоподобными образованиями (до 50%) и интракластами (до 7-10%), зерна сцементированы базальным микритом, реже спаритом (до 50-60%). Также, возможно, присутствуют микрофитолиты Osagia и Asterosphaeroides. Эти породы сложены почти нацело кальцитом, в малых количествах они содержат минералы железа – гематит и пирит, имеются признаки сульфатизации и доломитизации.

III. Интракластовые известняки имеют светло-серую окраску иногда с красноватым оттенком, массивную текстуру. Они сложены интракластами строматолитов (50-80%), оолитами (10-50%), оолитоподобными образованиями (до 50%), и микрофитолитами Vesicularites (5-15%). Размеры интракластов изменяются в широком диапазоне от 1 мм до 5 см. Пространство между зернами заполнено поровым спаритовым кальцитом, реже микритовым цементом (до 30%).

IV. Известняки зеленовато-темно-серые с реликтовой строматолитовой структурой, косо- и горизонтально слоистые, с терригенной примесью (до 40%), представленной угловатыми тонкими и мелкими зернами кварца (30-75%), калиевого полевого шпат (0-20%), плагиоклаза (15-35%) и чешуйками слюд (2-14%), а также с рудными минералами (1-2%). По результатам рентгенофазового анализа выявлено наличие хлорита в породах литотипа.

V. Известняки светло-серые и темно-серые с зеленоватым оттенком биогермные строматолитовые с примесью терригенного материала, а также с интракластами строматолитовых и сфероагрегатных известняков (до 15-20). Строматолиты выполнены микроспаритом и микритовым кальцитом. Строматолитовые светло-серые известняки состоят в основном из кальцита, в некоторых образцах отмечены незначительные концентрации ангидрита и доломита.

Отложения литотипов I, II, III, V относятся к крайне мелководным. Выделяются периоды биогенной седиментации, фиксирующиеся образованием цианобионтных построек – строматолитовых и везикуляритовых; периоды субаэральной экспозиции, фиксирующиеся сульфатизацией вкупе с доломитизацией отдельных интервалов разреза; и периоды усиления гидродинамики, отраженные накоплением интракластовых разностей, конденсацией сфероагрегатных компонентов. Отложения литотипа IV образованы в условиях подавленной биогенной садки в связи с усилением влияния терригенного стока (не исключается эоловое происхождение алеврит-песчаного материала) и/или эпизодами повышения уровня моря. Таким образом, в разрезе отмечается периодическая смена фаций под действием трансгрессивно-регрессивных флуктуаций и/или влияния терригенного стока.

Карбонаты в изученном разрезе имеют значения $\delta^{13}C$ от -8,55 до -7,5 ‰ (VPDB, погрешность измерения 0.1 ‰), $\delta^{18}O$ от 19 до 22 ‰ (SMOW, погрешность измерения 0.2 ‰) и испытывают закономерные вариации. Прослеживается связь пониженных значений $\delta^{13}C$ с прослоями строматолитов и отдельными прослоями оолитов. Также несколько пониженные значения $\delta^{18}O$ характерны для литотипа I. Флуктуации изотопных составов кислорода и кислорода обособлены друг от друга. В целом значения $\delta^{13}C$ варьируя по разрезу не зависят от выделенных литотипов и осадочной цикличности в разрезе. Таким образом во время аномалии Шурам-Вонока локальные факторы среды и малоамплитудные флуктуации уровня моря не оказывали воздействия на изотопный состав углерода в морских осадках. Аномалия Шурам-Вонока может быть связана с дигенетическими

преобразованиями пород и/или с долговременными вариацями изотопного состава растворенного неорагнического углерода в океане.

Литература

Королюк И.К., Микропроблематика рифея и нижнего кембрия Прибайкалья и Ангаро-Ленского прогиба / Вопросы Микропалеонтологии. Вып. 10. – 1966. – 174-199 с.

Королюк И.К., Сидоров А.Д., Строматолиты Южного Прибайкалья / Известия АН СССР. Серия геологическая. - 1971. - № 11. - 112-123 с.

Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Колесникова А.А., Петров О.Л., Хлебников М.С. C-, O- и Sr-изотопная геохимия вендской аномалии Шурам-Вонока и ассоциирующих метаосадочных толщ внутренней части Патомского нагорья (Центральная Сибирь) / Литология и полезные ископаемые, 2021, № 5, стр. 406-435.

Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В. Н., Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири / СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2013, том 21, № 4, с. 26–51

Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история Патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь / Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 379–383.

Le Guerroué, Erwan, Duration and synchroneity of the largest negative carbon isotope excursion on Earth: The Shuram/Wonoka anomaly / Comptes Rendus Geoscience. 2010 - 342. 204-214.

Plechaty S.M. Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implications for a global stratigraphy / J. Geol. Soc. London. 1998. V. 155. P. 957-973.

Williams, George E. and Phillip W. Schmidt. Shuram–Wonoka carbon isotope excursion: Ediacaran revolution in the world ocean's meridional overturning circulation. / Geoscience frontiers. 2017. - 391-402.

Layer-by-layer lithologic and geochemical study of the upper part of the Chencha Formation in the Ura Uplift (Southern Middle Siberia): on the origin of the Shuram-Wonoka anomaly.

Silaeva O.M. Rudko S.V.,

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, 7 Pyzhevsky Lane, Moscow, 119017

A lithological and geochemical study of the Chencha Formation of the Vendian reference section in the Ura uplift was carried out. The aim of the study was to investigate the relationship of facies and the composition of stable C and O isotopes within the Shuram-Wonoka anomaly. For this purpose, the lithology of rocks was analyzed layer by layer on a small interval of the section with subsequent lithological typification, on the basis of which conclusions were drawn about the conditions of sedimentation. It was found that the isolated lithotypes did not correlate with the C and O isotopic compositions, which nevertheless experience weakly noticeable variations with an amplitude of 1.2 and 2.7 ‰, respectively. During the Shuram-Wonoka anomaly, local environmental factors and low-amplitude sea level fluctuations had no effect on the carbon isotopic composition of the marine sediments. The Shuram-Wonoka anomaly may be related to diagenetic alteration of rocks and/or to long-term variations of the isotopic composition of the dissolved inorganic carbon in the ocean.

Keywords: Vendian, Shuram-Wonoka anomaly, carbon isotope composition.

УДК 552.56:551.71:550.4 (470.22, 540)
Архейские железистые кварциты Карельского и Бунделкхандского кратонов: геохимия, геохронология и геодинамические условия формирования

Слабунов А.И.[1]

1 – Институт геологии Карельского научного центра РАН. Россия, 814910, г.Петрозаводск, Пушкинская ул. 11, slabunov@krc.karelia.ru

Полосчатые железистые кварциты (banded iron formation – BIF) – это в различной степени метаморфизованные хемогенно-осадочные горные породы. В мезо-неоархейских зеленокаменных комплексах Карельского (Фенноскандинавский щит) и Бунделкхандского (Индийский щит) кратонов широко развиты BIF типа Алгома. Главным источником хемогенного материала – кремнезема и гидроокислов железа служили подводные гидротермы. Кроме хемогенной составляющей, BIF содержат варьирующие в широких пределах количества терригенной, которое коррелируется с содержанием в них Al_2O_3, TiO_2, MgO**. Состав терригенной**

примеси в BIF определяется составом подстилающих бассейн пород и варьирует, в рассмотренных примерах, от базальт-коматиитов до гранитоидов. Формирование BIF происходило как в рифтогенных бассейнах океанических плато, так и в задуговых и преддудовых бассейнах субдукционных систем.

Ключевые слова: архей, полосчатые железистые кварциты, Карельский кратон, Бунделкхальский кратон,

Полосчатые железистые кварциты (banded iron formation – BIF) – это в различной степени метаморфизованные хемогенно-осадочные, как правило с терригенной примесью, богатые железом (15-40 мас.% Fe = 21-58 мас.% – $Fe_2O_3^T$) и кремнеземом (40-60 мас.% SiO_2) горные породы, представляющие собой чередование слоев обогащенных, соответственно, железосодержащими минералами (гематит, магнетит, сидерит) и кремнеземом (кварц, яшма, халцедон) и формировавшихся исключительно в раннем докембрии (Bekker, Kovalick, 2021; Konhauser et al., 2017).

BIF формировались с палеоархея/хадея до палеопротерозоя (3.8 (4.3)–1.9 млрд лет), хотя установлены и в неопротерозое (0.85-0.7 млрд лет). Железо-кремнистые формации широко развиты и в фанерозое, однако они отличаются от докембрийских по составу и условиям образования (Савко, Шевырев, 2017).

В зависимости от ассоциации, в состав которой они входят, выделяются три типы BIF: 1) Алгома (Algoma type) – ассоциирующие с вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами; 2) Сьюпериор (Superior type) – ассоциируют с осадочными комплексами в крупных бассейнах; 3) Рапитан (Rapitan type) – ассоциируют с ледниковыми образованиями.

BIF типа Алгома – это наиболее ранняя и широко распространенная группа. Они формируются с палеоархея/хадея до неоархея и рассматривается в данной работе на примере образований Карельского (Фенноскандинавский щит) и Бунделкханского (Индийский щит) кратонов.

В зеленокаменных поясах Карельского кратона (Слабунов и др., 2006) BIF широко развиты в пределах его западной части (террейны Центрально-Карельский, Кианта), единичны в западной части Водлозерского террейна и отсутствуют в восточной (Геология…, 1991). Костомукшский зеленокаменный пояс (КЗП), расположенный на границе террейнов Центрально-Карельского и Кианта, заключает в себе крупнейшее месторождение железа региона и включает три разновидности BIF типа Алгома (Геология…, 1991; Костомукшский…, 2015, Слабунов и др., 2023). Возраст BIF в КЗП с учетом результатов U-Pb датирования цирконов и геологических данных оценивается здесь как мезо- и неоархейский (Слабунов и др., 2021, 2023, Slabunov et al., 2023).

Близкие по возрасту BIF отмечены и в зеленокаменных комплексах Бунделкхандского кратона (Singh, Slabunov, 2015; Slabunov et a., 2017): в Центрально-Бунделкхандском (ЦБЗК) – мезо- и неоархейские и в Южно-Бунделкхандском (ЮБЗК) – мезоархейские.

Ранний (мезоархейский) BIF-содержащий комплекс осадков КЗП ассоциирует с базальт-коматиитами, сформировавшихся в условиях океанического плато (Puchtel et al., 1998), т.е. под воздействием мантийного плюма на океаническую литосферу. Возраст (Sm-Nd изохронный) этих вулканитов 2.87-2.81 млрд лет (Вревский, 2022 и ссылки там), а в BIF-1 установлены как детритовые (2.84 млрд лет), так метаморфогенне цироконы (2748 и 1890-1830 млн лет) (Слабунов и др., 2023, Slabunov et al., 2023). Содержание SiO_2 и $Fe_2O_3^T$ варьирует в BIF-1 от 48.3 до 67.4 и от 15.8 до 33.8%, соответственно (Рис. 1), что позволяет отнести их к железистым кварцитам. Однако содержание в них Al_2O_3 (3-9 %), TiO_2 (0.15-0.4 %) крайне высокое, что указывает на участие в их образовании терригенной примеси. Кроме того, BIF-1 выделяются среди других в КЗП высокими содержаниями Cr (ср. сод. – 98 ppm) и Ni (ср. сод. – 34 ppm). Нормированные по PAAS (Post Archean Average Shale) содержания РЗЭ+Y в BIF-1 варьируют от 0.2 до 0.5, характеризуются обеднением легкими РЗЭ (ЛРЗЭ) (La_{PAAS}/Yb_{PAAS} – 0.4-0.9), положительной Eu-аномалией (Eu/Eu* = 1.3-1.5) и небольшой отрицательной Ce-аномалией (Ce/Ce*= 0.91-0.98). Геохимические особенности свидетельствуют о том, что BIF-1 КЗП образовались за счет вещества поступающего из гидротермальных источников. Вместе с тем, осадки обогащалось терригенным материалом, формирующимся при разрушении риолит-базальт-коматиитовой толщи. Становление BIF-1 происходило в рифтовых долинах океанического плато.

В ЮБЗК BIF-содержащий комплекс ассоциирует с мезоархейскими (2.99±0.19 млрд лет, Hiloidari et al., 2021) толеитовыми базальтами островодужного типа, а в BIFотмечены единичные как детритовые (2898 ± 26 млн лет), так и метаморфогеннные (2,4 и около 1,90 млрд лет) цирконы. Содержание Al_2O_3 (0.3-1.2 %), TiO_2 (0.005-0.14 %), Zr крайне низкие (Рис.1), что указывает на слабое влияния терригенной составляющей при их формировании. Это существенно отличает их от BIF-1 в КЗП. Положение фигуративных точек состава этих BIF на диаграмме Al/(Al + Fe + Mn) указывают на ведущую роль гидротермальных источников при их формировании. BIF, главным образом, обеднены ЛРЗЭ (La_{PASS}/Yb_{PASS} = 0.10–1.81), в них ярко выражена положительная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 1,13–3,62) и слабоотрицателная Ce. Наиболее вероятно, что становление BIF ЮБЗК происходило в задуговом бассейне молодой островной дуги.

В КЗП установлены также BIF, ассоциирующие с 2.79 млрд лет (Бибикова и др., 2005) кислыми вулканитами - BIF-2. В них установлены как детритовые (2.81-2.79 млрд лет), так и метаморфогенные цирконы (2725 и 2412 млн лет) (Слабунов и др., 2023, Slabunov et al., 2023). Содержание в BIF-2 Al_2O_3 (около 2.5 %), TiO_2 (около 0.14 %), Zr, Cr, Ni (Slabunov et al., 2020) значительно ниже, чем в мезоархейских BIF-1 КЗП (Рис.1). Нормированные по PAAS содержания РЗЭ+Y в BIF-2 ниже, чем в BIF-1 (0.02-0.6), они существенно обеднены ЛРЗЭ (La_{PASS}/Yb_{PASS} =0.1-0.9), в них ярко выражена положительная Eu-аномалия (Eu/Eu* =1.3-2.1). BIF-2 формируются в задуговом бассейне островодужной системы, фундаментом которой было и океаническое плато, образовавшееся в мезоархее.

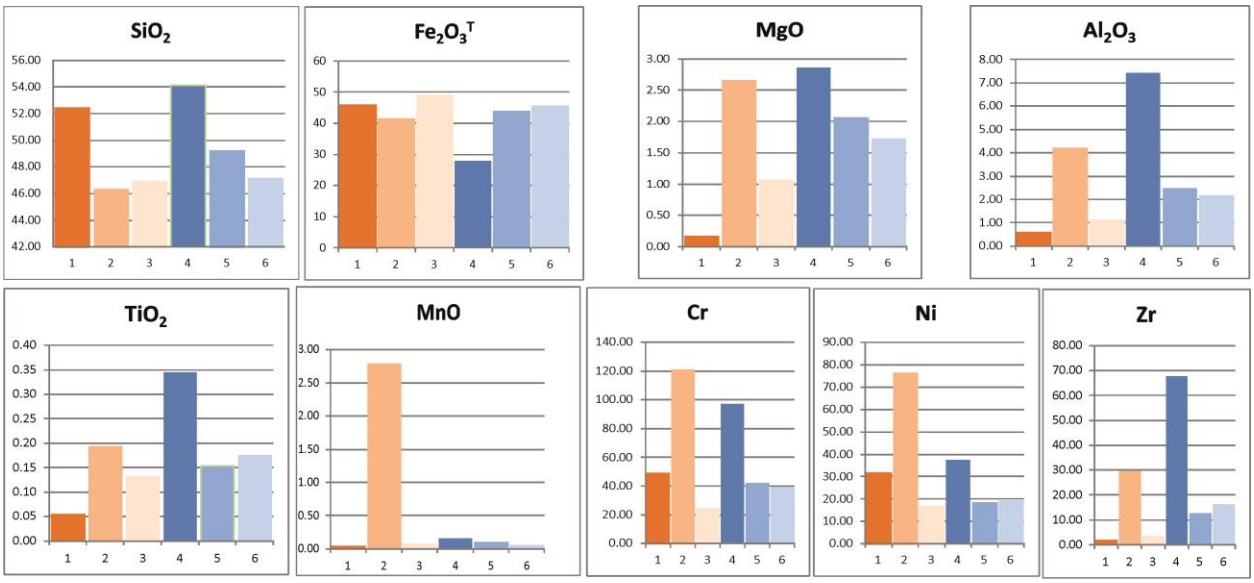


Рис.1. Гистограммы средних содержаний (окислы в мас. %, элементы в ppm) в BIF Бунделкхандского кратона (1-3) и Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона (4-6). 1 – 2.9 млрд лет ЮБЗП; 2 – 2.81 млрд лет ЦБЗП; 3 – 2.54 млрд лет ЦБЗП; 4 – 2.85 млрд лет BIF-1; 5 – 2.79 млрд лет BIF-2; 6 – 2.74 млрд лет BIF-3.

В Бундклкхадском кратоне BIF чаще ассоциируют с кислыми вулканитоми. В ЦБЗК выделется два возрастных уровня таких осадков: один из них связан с мезоархейскими (2.81 млдр лет) риолитами Мауринипурской структуры (Slabunov, Singh, 2019), а другой, вероятно, с неоархейскими (2.54 млрд лет, Singh, Slabunov, 2015) Бабинской структуры.

Мезоархейские BIF Бунделкхандского кратона имеют уникальные геохимические особенности: они обогащены MnO (до 4.8 %), Al_2O_3 (до 11.3 %), TiO_2 (0.05-0.40 %), Zr, а также Cr и Ni (Рис.1). При этом в них не встречено детритовых цирконов, а только единичные метаморфогенные - с возрастом 2.71, 2.57, 2.0-1.93 млрд лет. Формирование этих BIF происходило, по-видимому, в преддуговым осадочным бассейном субдукционной системы, в котором была проявлена гидротермальной активность, а также в него поступал и обломочный материал с края островной дуги, в фундаменте которой присутствовали базиты.

Наиболее поздние – неоархейские BIF Бунделкхандского кратона ассоциируют с 2.54 млн лет кислыми вулканитыми Бабинский структуры ЦБЗП. Содержание $Fe_2O_3^T$ (ср. сод. – 49.3 %) в них наиболее высокое среди BIF кратона, а SiO_2 (ср. сод. - 46.95 %), Al_2O_3 (ср. сод 1.15 %), TiO_2 (0.13 %), Cr и Ni относительно низкое (Рис. 1). Нормированные по PAAS содержания РЗЭ+Y в них варьирую от 0.01-0.6, они обеднены ЛРЗЭ (La_{PASS}/Yb_{PASS} =0.21-0.64), в них в целом хорошо выражена положительная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 0.98-1.98) и отрицательная Ce. Формирование этих BIF происходило в фронтальном бассейне активной континентальной окраины.

В КЗП неоархейские (2.76-2.74 млн лет, Slabunov et al., 2023) BIF формировались совместно с флишем грауваки и кислыми вулканизмом. Это наиболее богатая рудой часть зеленокаменного комплекса. В BIF-3 отмечаются минимальные в КЗП содержания Al_2O_3 (0.53-5.3 %), низкие TiO_2 (0.01-0.66 %), MgO, Cr (Slabunov et al., 2020) (Рис.1). Нормированные по PAAS содержания РЗЭ+Y в них варьирую в очень широких пределах от 0.018 до 0.8 и в среднем выше, чем в BIF-1 и 2, они обеднены ЛРЗЭ (La_{PASS}/Yb_{PASS} =0.24-0.76), в них очень контрастно выражена положительная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 1.2-2.6), а также отмечается отрицательная Ce. Важно отметить, что изучение мультизотопного состава серы из пород ассоциирующих с BIF-3 показало (Высоцкий и др., 2023), что, во-первых, в пиритах наблюдается независимое от массы фракционирование серы, что позволяет предполагать, что она участвовала в реакциях в бескислородной атмосфере; во-вторых, в пиритах

установлено отрицательные значения $\delta^{34}S$, что может быть признаком участия бактерий при его формировании. Образование BIF-3 КЗП происходило в задуговом бассейне субдукционной системы, в котором была высокая активность гидротерм и обитали цианобактерии, обеспечивающие существование кислородного оазиса.

Таким образом, в мезо-неоархее формирование BIF происходило в различных геодинамических обстановках: как в условиях внутриплитного воздействия плюма на океаническую литосферу, так и в условиях субдукции. Главными источником хемогенного материала – кремнезема и гидроокислов железа были подводные гидротемы («черные» курильщики). Триггером для осаждения железа, по-видимому, были цианобактерии, создававшие в морских бассейнах кислородные оазисы, в которых происходило окисление железе и переход его в нерастворимую форму. Кроме хемогенной составляющей, BIF содержат варьирующее количество терригенной. Последняя определяется составом подстилающих бассейн пород и меняется, в рассмотренных примерах, от мафит-ультрамафитов до гранитоидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-17-00026).

Литература

Бибикова, Е. В. Геохронология архея западной Карелии / Е. В. Бибикова, А. В. Самсонов, А. Ю. Петрова, Т. И. Кирнозова // Стратиграфия. Геолог. коррел. – 2005. – Т. 13. – № 5. – С. 3-20.

Вревский, А. Б. Ликвационная дифференциация коматиитов: особенности изотопно-геохимического состава пород, возраст и петролого-геодинамические следствия (на примере Костомукшской зеленокаменной структуры, Фенноскандинавский щит) / А. Б. Вревский // ЗРМО. – 2022. – Т. 151. – № 6. – С. 1-18.

Высоцкий, С.В. Источники изотопов серы в сульфидах неоархейских железорудных месторождений Костомукского зеленокаменного пояса Карелии (Россия)) / С. В. Высоцкий, А. И. Ханчук, Т.А. Веливецкая, А. В. Игнатьев, А. В. Асеева, Н. С. Нестерова // ДАН. – 2023. – Т. 510. – № 2. – С. 142-148.

Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии / В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская, О. И. Володичев, Л. С. Голованова. – Л.: Наука. – 1991. – 176 с.

Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / отв. ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. – Петрозаводск: КарНЦ РАН. – 2015. – 322 с.

Савко, А. Д. Железисто-кремнистые формации континентов. Статья 1. Осадочные бассейны с ЖКФ / А. Д. Савко, Л. Т. Шевырёв // Вест. ВГУ. Сер.: Геология. – 2017. – № 3. – С.5-17.

Слабунов, А. И. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки / А.И. Слабунов, С.Б. Лобач-Жученко, Е.В. Бибикова и др. // Геотектоника. – 2006. –№6. – С.1-29.

Слабунов, А.И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита / А. И. Слабунов, Н. С. Нестерова, А. В. Егоров, Л. В. Кулешевич, В. И. Кевлич // Геохимия. – 2021. – Т.66. – №4. – С.291-307.

Слабунов, А.И. Главные эпизоды формирования полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного пояса (Карельский кратон): данные U-Th-Pb датирования циркона / А. И. Слабунов, А. В. Кервинен, Н. С. Нестерова, А. В. Егоров, О. А. Максимов, П. В. Медведев // Труды КарНЦ РАН. Сер. Геология докембрия. – 2023. – № 2. – С. 5-22.

Bekker, A. Ironstones and iron formations / Bekker A., Kovalick A. // Encyclopedia of Geology (2nd ed.). Alderton D., Elias, S. A., eds. – Oxford: Academic Press. – 2021. – P. 914–921.

Hiloidari, S. Evidence for Mesoarchean subduction in Southern Bundelkhand Craton, India: geochemical fingerprints from metavolcanics of Kurrat-Girar-Badwar Greenstone Belt / S. Hiloidari, M. Satyanarayanan, S. P. Singh, R. Bhutani, K.S.V. Subramanyam, D.S. Sarma, // Geochemistry. – 2021. – V. 81. – 125787.

Höltta, P. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield. / P. Höltta, E. Heilimo, H. Huhma, A. Kontinen, S. Mertanen, P. Mikkola, J. Paavola, P. Peltonen, J. Semprich, A. Slabunov, P. Sorjonen-Ward. // Evolution of Archean Crust and Early Life. Dilek Y., Furnes H. Eds. Modern Approaches in Solid Earth Sciences(7). Springer. – 2014. – P. 55-102.

Konhauser, K. O. Iron formations: A global record of Neoarchaean to Palaeoproterozoic environmental history / K.O. Konhauser, N.J. Planavsky, Hardisty D.S. Hardisty et al. // Earth-Science Reviews. – 2017. – V. 172. – P. 140-177.

Puchtel, I.S. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield / I.S. Puchtel, A.W. Hofmann, K. Mezger et al. // Earth and Planetary Science Letters. – 1998. – V. 155. – P. 57-74.

Singh, V.K. Geochemical Characteristics of Banded Iron Formation and Metavolcanics of Babina Greenstone Belt of the Bundelkhand Craton, Central India./ V.K. Singh, A. Slabunov. // Journal of Economic Geology and Georesource Management. – 2015. – V. 10. – P. 63-74.

Slabunov, A.I. Geochemical types of Archean banded iron formations and the geodynamic settings of the basins, Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Russia. / A.I. Slabunov, A.V. Egorov, N.S. Nesterova // Proceedings of 4-th Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources: Kazan. – 2020 – P. 256-262.

Slabunov, A.I. Meso–Neoarchaean crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new data from greenstone belts. / A.I. Slabunov, V.K. Singh. // Intern. Geology Review. – 2019. – V. 61. – P. 1409-1428.

Slabunov, A.I. Zircon from banded iron formation as a sensitive indicator of its polychronous background: a case study on the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Fennoscandian Shield / A.I. Slabunov, A.V. Kervinen, N.S. Nesterova, O.A. Maksimov, P.V. Medvedev // Intern. Geology Review. – 2023. – doi:10.1080/00206814.2023.2248501

Archean banded iron formation of the Karelian and Bundelkhand cratons: geochemistry, geochronology and geodynamic setting

Slabunov A.I.

Institute of Geology, KRC, RAS, Petrozavodsk, Russia*, 814910, Petrozavodsk, Pushkinskaja St., 11, slabunov@krc.karelia.ru*

Banded iron formation (BIF) is understood as variably metamorphosed chemically precipitated-sedimentary rocks. Algoma-type BIF is widespread in the Meso-Neoarchean greenstone complexes of the Karelian (Fennoscandian Shield) and Bundelkhand (Indian Shield) cratons. Underground hydrotherms were a major source of chemically precipitated material, such as silica and iron hydroxides. In addition to chemically precipitated material, BIF contains highly variable amounts of terrigenous material, which is correlated with their Al_2O_3, TiO_2, and MgO **concentrations. The composition of terrigenous impurity in BIF is controlled by the composition of the rocks underlying the basin, varying in the examples discussed from basalt-komatiites to granitoids. BIF was formed in the rift-related basins of oceanic plateaus and in the back-arc and fore-arc basins of subduction systems.**

Keywords: banded iron formation, Karelian Craton, Bundelkhand Craton

УДК 553.491+553.41+553.493

Палладий-золото-редкометальная специализация углеродистых сланцев Новоусмановской площади (Южный Урал)

Сначёв А.В.

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН. Россия, 450077, Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2, SAVant@rambler.ru

Показана высокая продуктивность углеродистых толщ Новоусмановской площади (Южный Урал). В метасоматически изменённых чёрных сланцах получены содержания платиноидов до 2,0 г/т, среди которых основное место занимают Pd (до 1,8 г/т) и Pt (до 0,36 г/т). Содержания золота в сульфидизированных углеродистых сланцах колеблются от 0,28 до 0,59 г/т, серебра 1,7–3,1 г/т. Шлиховое опробование по водотокам площади показало наличие в русловом аллювии концентрации золота в пределах 0,6–2,3 г/м^3. Перспективные участки расположены в областях пересечения углеродсодержащих пород крупными долгоживущими разрывными нарушениями, контролировавшими пути миграции, перераспределение и мобилизацию рудного вещества.

Ключевые слова: углеродистые сланцы, чёрные сланцы, минералы платиновой группы.

Интерес геологов к углеродистым сланцам стабильно высок во всем мире, т.к. они представляют собой благоприятную геохимическую среду для первичного накопления многих полезных ископаемых, в том числе благородных металлов и редкоземельных элементов. В областях проявления тектонической и магматической активности они могут как сами служить источником рудоносных флюидов, так и являться вмещающими для крупных золоторудных месторождений (Сухой Лог,

Мурунтау, Кумтор, Наталкинское, Светлинское и др.). В последние 20 лет среди золоторудных месторождений отчётливо выявился новый тип прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации с дисперсным золотом и платиновыми металлами.

В разрезе метаморфических комплексов зоны Уралтау (западный склон Южного Урала) широко распространены углеродистые отложения, встречающиеся в виде самостоятельных пачек и горизонтов на кайраклинском, юмагузинском, карамалинском, уткальском и бетринском возрастных уровнях. (Сначёв и др., 2012). В тектонически активизированных блоках среди этих черносланцевых пород присутствуют зоны сульфидизации и кварцево-жильные образования с аномально высокими концентрациями V, W, Mo, Re, Au, Pt, P.

Рассматриваемая территория, известная как Новоусмановская площадь (рис. 1), расположена в бассейне рек Бетеря и Тупаргасс. В тектоническом отношении она приурочена к зоне сочленения субмеридионального Западно-Уралтауского и широтного Бурзянского разломов и сложена преимущественно ордовикскими филлито-видными сланцами, кварцито-песчаниками (акбиикская, белекейская свиты) и силурийско – девонскими кремнистыми, кремнисто-глинистыми, углеродисто-глинистыми сланцами, кварцито-песчаниками (тупаргасская, новоусмановская свиты, ибрагимовская толща) (Князев и др., 2008). Характерной особенностью данных углеродистых отложений является их высокая дислоцированность – наличие зон повышенной трещиноватости и складчатых структур антиклинального типа, осложняющих синклинальный прогиб. В подобных зонах чёрные сланцы насыщены многочисленными кварцевыми жилами, метаморфизованы и содержат сульфидную минерализацию. Сульфиды представлены преимущественно пиритом, халькопиритом, халькозином, пирротином и сфалеритом, образуют довольно мощные зоны (до 10-25 м).

На благородные металлы нами опробованы метасоматически изменённые чёрные сланцы, кварцевые и полевошпат-кварцевые прожилки и жилы, образующие в терригенных породах меридианально ориентированные зоны шириной сотни метров и протяжённостью первые километры. Примечательно, что почти во всех типах прожилков в том или ином количестве присутствуют охристые гидроокислы железа, выполняющие многочисленные пустоты выщелачивания. Именно в образцах с гидроокислами железа получены содержания платиноидов до 2,0 г/т, среди которых основное место занимает Pd (до 1,8 г/т). Из 18 анализов на металлы платиновой группы шесть имеют результаты более 1,0 г/т Pd, среднее его содержание – 0,65 г/т. Наиболее высокое содержание Pt составляет 0,36 г/т, а в среднем – 0,12 г/т. Остальные элементы (Rh, Ru, Os, Ir) не поднимаются выше сотых долей г/т.

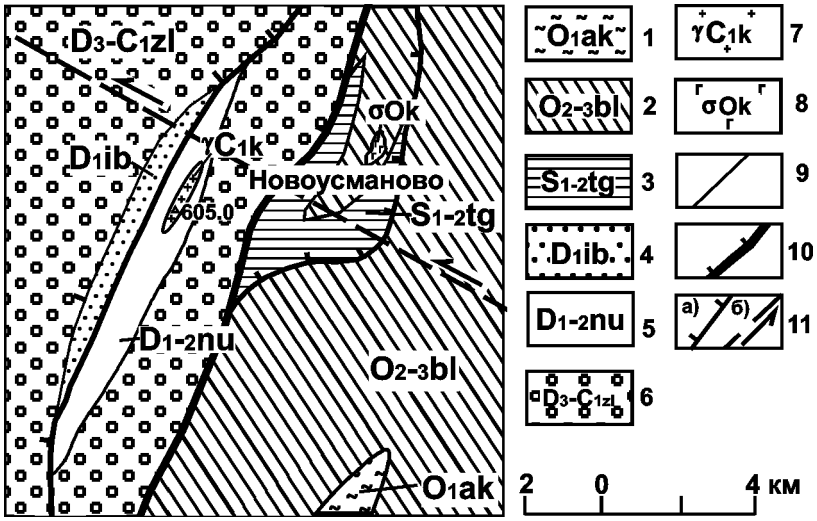


Рис. 1. Геологическая схема района п. Новоусманово (по Князеву и др., 2008, с упрощением автора)

Содержания золота в сульфидизированных углеродистых сланцах, по данным штуфного опробования, колеблются от 0,28 до 0,59 г/т при концентрациях серебра 1,7–3,1 г/т. Эти содержания вполне укладываются в рамки рудных концентраций ореольной зоны, обычно обрамляющей золотонесущие тела. В этой связи подобные объекты являются весьма обнадёживающими на предмет обнаружения среди них коренных промышленных месторождений. Штуфное опробование кварцевых жил показало их невысокую золотоносность. В подавляющем большинстве проб золото в них содержится в количестве от 0,01 до 0,08 г/т, а серебро от 0,2 до 3,3 г/т. Лишь в некоторых кварцевых жилах концентрации золота возрастают до 0,23 г/т (руч. Саптарульган), 0,19 г/т (руч. Турыелга), 0,12 г/т (руч. Бзаубаш, р. Бетеря). Шлиховое опробование по этим водотокам показало наличие в русловом аллювии знаков золота. Наибольшее количество последнего установлено на руч. Бол. Турыелга, дренирующего кварцевые жилы, приуроченные к терригенно-сланцевым толщам бетринской свиты и

песчано-сланцевым отложениям зилаирской свиты. В устьевой части ручья на протяжении нескольких сот метров фиксируются промышленные концентрации шлихового золота в пределах 0,6–2,3 г/м^3.

Условные обозначения: 1, 2 – ордовикская система, отделы: 1 – нижний, акбиикская свита, 2 – средний и верхний отделы нерасчлененные, белекейская свита; 3 – силурийская система нерасчлененная, тупаргасская свита; 4 – девонская система, нижний отдел, ибрагимовская толща; 5 – нижний и средний отделы девонской системы, новоусмановская свита; 6 – фаменский ярус девонской и турнейский ярус каменноугольной систем, объединенные, зилаирская свита; 7 – Кананикольский габбро-гранитовый комплекс; 8 – Кракинский комплекс дунит-гарцбургит-габбровый; 9 – геологические границы; 10-11 – разрывные нарушения: 10 – надвиги, 11 – сбросы (а) и сдвиги левые (б).

Результаты анализа проб на W и Mo гематитизированного жильного кварца, кварцевых алевролитов с гидроокислами железа, гематитизированных чёрных сланцев, показали следующее. При фоновых значениях для обоих рассматриваемых элементов в 0,0001% максимальное значение для W составило 0,019%, а для Mo – 0,010%, что соответственно в 190 и 100 раз выше фоновых. Для рения разброс содержаний составил от 0,6 до 4,6 г/т (среднее значение по 18 пробам – 1,74 г/т), что находится в пределах аномалии (>3,5 г/т), либо геохимического фона (0,2-3,5 г/т) (Юдович, Кетрис, 1994; Сначёв, Сначёв, 2018). Предварительно данная W-Mo-Re рудная минерализация может быть отнесена к жильному типу и генетически связана с залегающей на глубине интрузией кислого состава, апофизы которой отмечены в непосредственной близости от вершины г. Артлыш и южнее. Это позволяет расширить зону поисковых работ на рений, в пределах которой можно выделить локальные участки с высокими содержаниями рассматриваемого элемента.

Таким образом, высокая продуктивность черносланцевых толщ Уралтауской мегазоны прогнозируется на участках их пересечения крупными долгоживущими разрывными нарушениями, контролировавшими пути миграции, перераспределение и мобилизацию рудного вещества с возможным образованием гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического оруденения. Там же, где углеродисто-сульфидные толщи пространственно ассоциируют с магматическими породами (габброидами, гранитоидами), наследующими зоны глубинных разломов, с ними связана сульфидно-кварцево-жильная минерализация с повышенными содержаниями палладия, вольфрама и молибдена. Новоусмановская площадь в этом отношении представляет собой наиболее перспективный объект для дальнейших поисковых и оценочных работ.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00265, https://rscf.ru/project/23-27-00265/

Литература:

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Каримов Т.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Южно Уральская. N-40-XXVIII (Бурзян). Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 2008, 185 с.

Сначёв А.В., Сначёв В.И. Перспективы углеродистых отложений Новоусмановской площади на рений, вольфрам, молибден (зона Уралтау) // Геологический вестник. 2018. № 2. С. 68-78. DOI: 10.31084/2619-0087/2018-2-5

Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2012. 208 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ " Наука", 1994. 304 с.

Palladium-gold-rare-metal specialization of carbonaceous shales of the Novousmanovo area (Southern Urals)

Snachev A.V.

Institute of Geology of Ufa Federal Research Centre RAS, *450077, Ufa, st. Karl Marx,16/2, SAVant@rambler.ru*

The high productivity of the carbonaceous strata of the Novousmanovo area (Southern Urals) is shown. In metasomatically altered black shales, PGE contents up to 2.0 g/t have been obtained, among which the main place is occupied by Pd (up to 1.8 g/t) and Pt (up to 0.36 g/t). The content of gold in sulfidized carbonaceous shales ranges from 0.28 to 0.59 g/t, silver 1.7–3.1 g/t. Sampling along the watercourses of the area showed the presence of gold concentration in the channel alluvium in the range of 0.6–2.3 g/m^3. Prospective sites are located in the areas of intersection of carbonaceous rocks by large long-lived faults that controlled migration routes, redistribution and mobilization of ore matter.

Keywords: carbonaceous shales, black shales, platinum group minerals

УДК 550.85:553.632

Нерастворимый остаток нижнепермских сильвинитовых пород Прикаспийской впадины

Соломон М.В.

Саратовский национальный исследовательский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, 410035, Саратов, ул. Астраханская, 83, solomonmv@list.ru

В работе приведены результаты исследования нерастворимого остатка (Н.О.) сильвинитов и сильвин-галитовых пород нижнепермской галогенной формации, распространенной в пределах Перелюбских участков (Западного и Восточного), перспективных для промышленного освоения (Саратовская область) и Гремячинского месторождения калийных солей (Волгоградская область). Представлена методика изучения Н.О. сильвинитов. Выделены типы Н.О. по форме нахождения в сильвинитах и охарактеризован минеральный состав Н.О.. Уточнены условия формирования сильвинсодержащих пород с учетом полученных данных по составу Н.О.

Ключевые слова: сильвиниты, нерастворимый остаток

Изучение нерастворимого остатка (Н.О.) солей широко опробовано для Верхнекамского месторождения калийных солей (Баяндина, Кудряшов, 2015). Однако в большом количестве опубликованного материала для этого месторождения изучение Н.О. проводилось с целью учета кондиционных параметров сильвинитовых залежей. Известно, что в перечень параметров кондиций для подсчета запасов калийного сырья содержание Н.О. не входит (Кудряшов, 2013).

В работах Г.А. Московского с соавторами (Московский и др., 2016) сделана попытка увязки петромагнитных параметров, полученных на керне, с количеством распределения Н.О. в образце. Однако, как отмечено в этих работах, в некоторых случаях наблюдается отсутствие коррелятивной зависимости между Н.О. солей и петромагнитными величинами.

Н.О. – полигенный компонент, поэтому распределение пелит-ангидритовой примеси по площади образца при описании керна учитывалось как для генетических выводов, так и с точки зрения влияния на промышленное качество сильвинитов. В большей степени типы текстур могут косвенно указывать на наличие или отсутствие Н.О. в соленых толщах, что подробно рассматривалось нами ранее (Соломон, Гончаренко, 2022). Несомненно, что пелит-ангидритовая примесь не фиксируется однозначно на каротажных диаграммах в пробуренных скважинах, тем более на этапе сейсморазведки перспективной территории.

Установление влияния распределения Н.О. в теле породы на её текстурно-структурное строение, и, как следствие на качество извлекаемого полезного ископаемого придает практическую ценность проведенным исследованиям (Соломон и др., 2019).

Изучение Н.О. солей позволяет делать выводы об обстановке минералообразования (гидродинамики среды бассейна, источников сноса, наличие переотложений осадка), что в общем пути к пониманию условий формирования калийных отложений играет немаловажную роль.

Изучение Н.О. сильвин-галитовых пород проводилось по керну скважин, вскрывших продуктивные интервалы (гл. 970,8–1308,6 м) на Гремячинском месторождении калийных солей в Волгоградской области и перспективных на калийное сырье (сильвинит) Западно-Перелюбском и Восточно-Перелюбском поисковых участках (интервал глубин 687,0–1041,14 м) в Саратовской области. Целью работы было детальное исследование Н.О. сильвинитовых пород для уточнения условий их формирования.

Объектом исследований являлся керновый материал, отобранный из продуктивного сильвинитового интервала погожской ритмопачки иренского горизонта кунгурского яруса нижней перми, вскрытого скважинами на Перелюбских поисковых участках и на Гремячинском месторождении (рис. 1). На Гремячинском месторождении исследовались не только погожские сильвиниты, но и калийные породы долинной и луговской ритмопачек.

Материалы и методы. Н.О. изучался с помощью стандартных методов его выделения из солей для исследования на рентгеновском дифрактометре, а также под микроскопом в навеске и в шлифах, при макро описании в аншлифах.

Для подготовки пробы использовалась следующая последовательность действий. Подготовленная проба керна дробилась и помещалась в мерный стакан для растворения в дистиллированной воде при температуре 40-50 ^{0}С. Раствор фильтровался через высушенный до постоянного веса бумажный фильтр.

Фильтр с остатком промывался горячей водой до отрицательной реакции промывных вод на хлор-ион. Затем проба высушивалась в сушильном шкафу при температуре 100 ^{0}С до постоянной массы, охлаждалась в эксикаторе. После чего взвешивалась. От полученной навески отделялось 20 г.

для последующего исследования на рентгеновском дифрактометре PW-1800 (Philips). Описанная методика выделения Н.О. соответствует ОСТ 41-08-272-04.

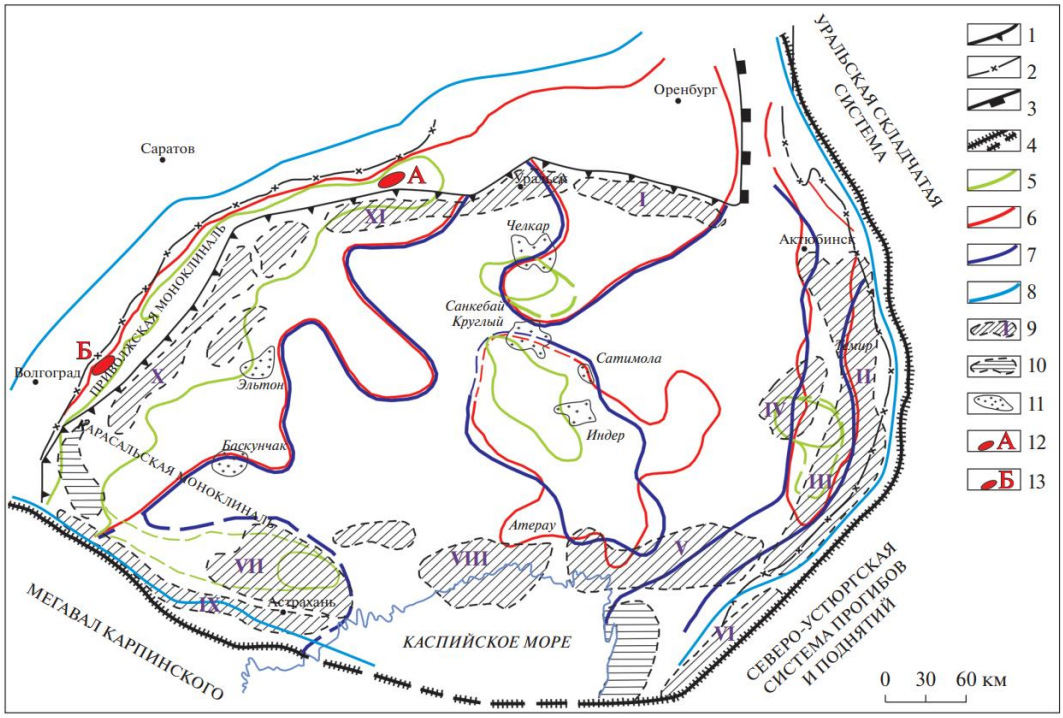


Рис. 1. Карта-схема фактического материала

1 – граница бортового уступа; 2 – граница распространения соляных отложений; 3 – западная граница Предуральского краевого прогиба; 4 – глубинные нарушения, разделяющие границы распространения солевых отложений; 5 – контуры зон бишофитсодержащих пород; 6 – контуры зон карналлитсодержащих пород; 7 – контуры зон сильвинсодержащих пород; 8 – контур распространения каменной соли; 9 – своды, мегавалы: I – Карачаганакско-Кобландинский, II – Имбекский, III – Тамдыкольский, IV – Кзылджарский, V – Биикжальский, VI – Южно-Эмбенский, VII – Северо-Каспийский, VIII – Астраханский, IX – Карабулакско-Беркульский, X – Ахтубинско-Палласовский, XI – Алтатинско-Деркульский; 10 – зоны поднятия; 11 – солянокупольные структуры; 12 – Западно- и Восточно-Перелюбские поисковые участки, 13 – Гремячинское месторождение.

Кроме того, Н.О. изучался оптически как в навеске под микроскопом (МБС-9), так и в шлифах. Микроскопическое описание экстрагированной навески под микроскопом МБС-9 позволило оценить качество подготовленной пробы и предварительно сделать выводы о минеральном составе. Микроскопическое описание в шлифах под микроскопом Axioscop 40 Pol. проводилось с целью установления характера распределения ангидрита и гипса в породе и их влияния на текстурно-структурные особенности солей. Для изучения минерального состава Н.О. использовался рентгенофазовый анализ на рентгеновском дифрактометре PW-1800, марки Philips (Голландия). Дифрактометр соответствует требованиям ГОСТ 12997-84 «Изделия ГСП. Общие технические условия». На основании анализа дифрактограмм устанавливался минеральный состав Н.О.. Изучение Н.О. солей в аншлифах сводилось, главным образом, к установлению распределения отдельных пропластков, линз ангидрита и гипса по площади образца.

Результаты исследования. По форме нахождения Н.О. сильвинитов был подразделен нами на следующие типы: *1. Включения в кристаллах солей.* Представлены в виде включений кварца, целестина, каинита (?), барита в кристаллах соляных минералов. *2. Вкрапления в межзерновом пространстве* представлены мелкими кристаллами ангидрита, карбонатов, пелитовым материалом, гипсом и каемками гидроокислов железа. Ангидрит в шлифах, как правило, микро- тонкозернистый, встречается в виде тонкопризматических кристалликов. Зерна гипса ксеноморфные и пластинчатые. Карбонаты присутствуют в виде отдельных зерен и ромбоэдров. *3. Пелит-ангидритовый цементирующий компонент.* В состав всех соляных пород входят пелит и ангидрит в виде прослоев, линз, расщепляющихся слойков и т.д. Различные вариации распределения пелит-ангидритового материала определяют текстурно-структурное строение сильвинитов (Московский и др., 2016).

Вещественный состав Н.О. сильвинитовых пород. Известно, что Н.О. калийных солей может быть представлен аутигенными и аллотигенными составляющими. Карбонаты и сульфаты являются постоянными аутигенными образованиями и генетически связаны между собой. Эти две группы

минералов массово выпадают в осадок на начальных стадиях сгущения морской воды, но их осаждение не прекращается даже на самых высоких стадиях её осолонения (Кудряшов, 2013). Основной другой обширной группой минералов Н.О. является терригенная (аллотигенная) составляющая. Дискуссионными остаются вопросы о характере транспортировки этого материала в солеродный бассейн и характере его преобразования. В составе Н.О. соленых и соленосных пород выделяются две основные фазы – минеральная и рентгеноаморфная. Рентгеноаморфная может быть сложена органическим веществом.

Минеральный состав основных распространенных минералов в Н.О. сильвинитовых пород в изученных разрезах западного и северо-западного прибортового обрамления Прикаспийской впадины по данным рентгенофазового анализа проиллюстрирован рис. 2.

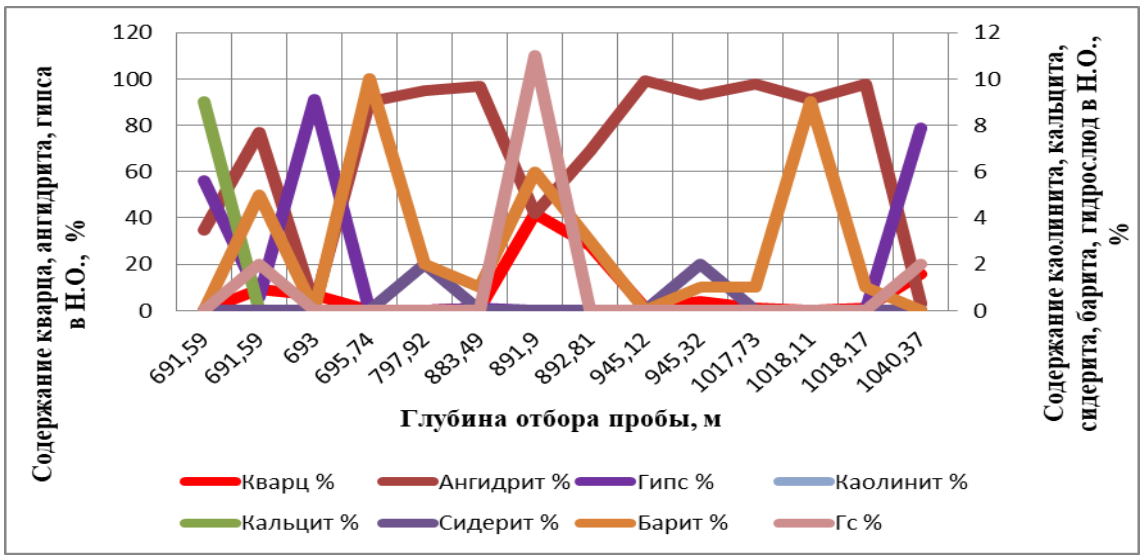
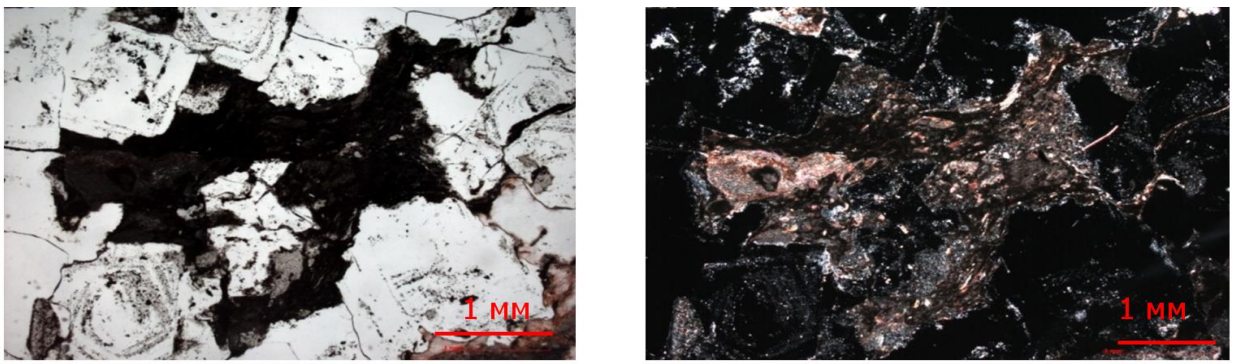


Рис. 2. Минеральный состав Н.О. сильвинитовых пород в изученных разрезах

На диаграмме (рис. 2) изображено процентное содержание минералов в Н.О. сильвинитовых пород, отобранных из интервалов с наибольшей примесью пелит-ангидритового материала. Полученные данные усреднены и выстроены по глубине. Наиболее распространенными минералами в Н.О. являются ангидрит и гипс, в меньшей степени кварц. Причём их содержание колеблется в очень широких пределах: гипса от 1-6% до 79-91 %, ангидрита от 2-3% до 93-98%, кварца от 1-4% до 28-42%. Содержание кальцита достигает 9%, сидерита 2%, барита от 1-2% до 9-10%, гидрослюды от 2% до 11%.

Полученные результаты минерального состава Н.О. сильвинитовых пород согласуются с данными, опубликованными по разрезу скважины Краснокутской 1-К: преобладающими минералами в составе Н.О. в исследованных разрезах являются ангидрит и гипс (Жеребцова, 1986). Минеральный состав Н.О. солей был также сопоставлен с литологическим описанием сильвинитовых пород в шлифах. На рис.3 показано распределение ангидрита в виде линз и скоплений вокруг кристаллов галита с фрагментами регенерационной структуры.

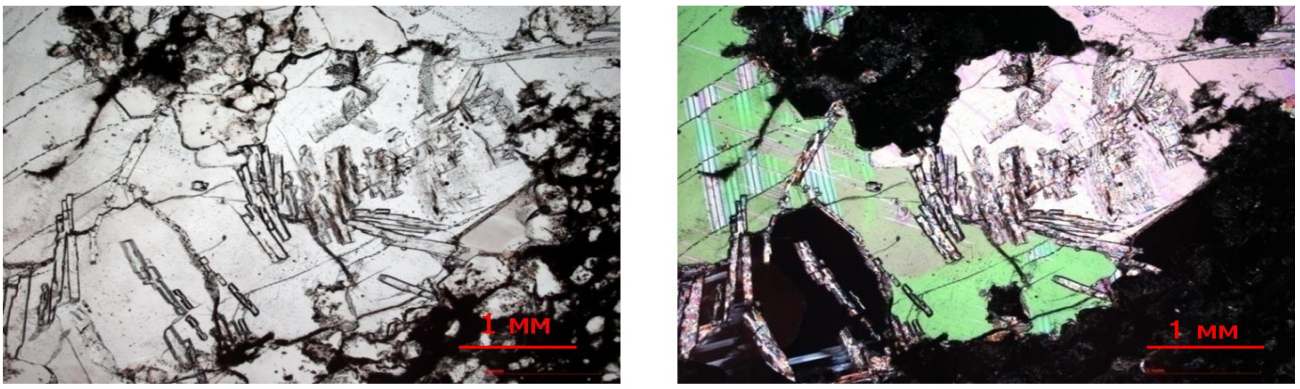


а б

Рис. 3. Распределение ангидрита в шлифе сильвинитовой породы

а – шлиф, без анализатора, б – шлиф, с анализатором. Скважина 208, образец 9, глубина отбора 945,12 м. Перелюбский участок.

В отдельных участках ангидрит при введении анализатора образует, выклинивающиеся прожилки и сосредоточен между кристаллами галита и сильвина. Содержание ангидрита по данным рентгенофазового анализа в Н.О. данного образца достигает 93%. В некоторых образцах наблюдается интенсивное влияние каемок гидроокислов железа на структуру кристаллов сильвина. Такие участки с интенсивным влиянием гидроокислов железа встречаются фрагментарно и в единичных образцах. По данным рентгенофазового анализа процентное содержание сидерита в Н.О. достигает 3%. В отдельных образцах сильвинитов встречаются пластинчатые и игольчатые кристаллы гипса. На рис. 4 показаны вкрапления кристаллов гипса в крупные кристаллы карналлита сложной формы. Содержание гипса по результатам рентгенофазового анализа в этом образце достигает 56%.



а б

Рис. 4. Распределение кристаллов гипса в крупном кристалле карналлита сильвинитовой породы

а – шлиф, без анализатора, б – шлиф, с анализатором. Скважина 101, образец 67, глубина отбора 691,59 м. Перелюбский участок.

Обсуждение результатов. Присутствие ангидрита и гипса в составе Н.О. сильвинитов можно объяснить влиянием процессов постседиментационного выщелачивания верхних зон выхода соленосных ритмопачек на поверхность соляного зеркала. Установлено, что Н.О. оказывал влияние на процессы калийного седиментогенеза в погожском, долинном и луговском суббассейнах. Существенное развитие Н.О. в сильвиновых осадках, поровые растворы которых содержали повышенное количество ионов сульфата, приводило к образованию парагенезисов с полигалитом, даже в тех участках солеродного бассейна, в которых, судя по первичным парагенезисам, кристаллизация минералов шла из сильно метаморфизованной рапы с минимумом сульфата. Н.О. оказывал влияние на постседиментационные процессы, которые определялись, в том числе, положением участка соленакопления в акватории солеродного бассейна (тупиковый участок, береговая полоса, приподнятый участок дна и пр.). Для Гремячинского месторождения постседиментационные процессы определялись тупиковым положением района. В Перелюбских участках постседиментационные изменения связаны с гидродинамическими движениями рапы близ береговой полосы, о чем свидетельствует появление в составе Н.О. терригенных гипса и ангидрита, а в шлифах – окатанных кристаллов галита с признаками растворения, а затем частичного дорастания. Процессы коррозии кристаллов калийных и калийно-магниевых минералов также происходили за счёт воды, выделившейся при уплотнении Н.О. – глинистого и гидрослюдистого материала. На границах погожского бассейна седиментации переотложение (рециклинг) калийных отложений приводил к перераспределению Н.О., что зафиксировано в шлифах брекчированием солей в разрезах фланговых скважин Гремячинского месторождения и Перелюбского участка. Сильвиниты, сформированные в интенсивных гидродинамических обстановках, вблизи береговой линии бассейна, характеризуются повышенным содержанием Н.О.. Это следует учитывать при интерпретации данных ГИС и сейсморазведки.

Таким образом, полученные характеристики Н.О. сильвинитов дополняют имеющиеся представления о текстурно-структурном строении калийных солей, рассмотренные нами ранее (Соломон, Гончаренко, 2022). Н.О. оказывает отрицательное влияние на многие процессы освоения месторождений калийных солей: извлечение полезного ископаемого, обогащение, количество отходов производства.

Литература

Баяндина Э.О. Нерастворимый остаток солей Верхнекамского месторождения / Э.О. Баяндина, А.И. Кудряшов – Пермь: ООО «Типограф», 2015. – 102 с.

Жеребцова И.К. Особенности формирования соляных отложений кунгура в северной части Приволжской моноклинали / И.К. Жеребцова, В.А. Золотарева, О.Д. Пантелеева // Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. – М.: Наука, 1986. – С. 13-21.

Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей / А.И. Кудряшов – 2-е изд., перераб. – М.: Эпсилон Плюс, 2013. – 368 с.

Московский Г. А. Особенности состава и условий формирования калийных и калийно-магниевых пород погожской ритмопачки в северо-западной и северо-восточной частях бортовой зоны Прикаспия / Г.А. Московский, О. П. Гончаренко, А. З. Байгузина // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. – 2016– т. 16. – вып. 3. – С. 188–192.

Соломон М.В. Калийные и калийно-магниевые соли погожской ритмопачки западной части северного внешнего бортового обрамления Прикаспийской впадины: литологические особенности и условия формирования / М.В. Соломон, О.П. Гончаренко, Г.А. Московский // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2019. - № 1. – С. 51-59.

Соломон М.В. Генетическая интерпретация текстурно-структурного облика нижнепермских сильвинитовых пород Прикаспийской впадины / М.В. Соломон, О.П. Гончаренко // Литология и полезные ископаемые. – 2022. - № 1. – С. 68-84.

Insoluble residue of Lower Permian sylvinite rocks of the Caspian Basin

Solomon M.V.

Saratov National Research State University named after N.G. Chernyshevsky, Saratov, Russia. N.G. Chernyshevskogo, 410035, Saratov, Astrakhanskaya St., 83, solomonmv@list.ru.

The paper presents the results of the study of insoluble residue (IR) of sylvinites and sylvine-halite rocks of the Lower Permian halogen formation, distributed within the Perelyubsky sites (Western and Eastern), promising for industrial development (Saratov region) and Gremyachinskoe potassium salt deposit (Volgograd region). The methodology of studying N.O. sylvinites is presented. The types of N.O. according to the form of occurrence in sylvinites are singled out and the mineral composition of N.O. is characterized. The conditions of formation of sylvinite-bearing rocks are specified taking into account the obtained data on N.O. composition.

Keywords: sylvinites, insoluble residue

УДК:552.58:551.734.3/.5(470.56/.57)

Основные этапы рифообразования позднепалеозойской истории карбонатонакопления в пределах Волго-Уральской НГП

Староверов В.Н., Щеглов В.Б.

АО «Нижне-Волжский научно исследовательский институт геологии и геофизики». Россия, 410012, г.Саратов, Московская, 70, staroverovvn@gmail.com

На территории Волго-Уральской НГП выделено три основных этапа рифообразования, последовательно сменявших друг друга в течение девонского и каменноугольного периодов. Каждый этап характеризовался индивидуальным строением фациальных обстановок и особенностями седиментации. Основными рифостроителями эйфельского этапа являлись строматопоры, кораллы, реже водоросли. В разнообразных батиметрических условиях средне-позднефранского этапа получил развитие широкий спектр органогенных структур - от мелких биостромов и биогермов, одиночных бассейновых рифов до рифовых систем барьерного и краевого типа. В отличие от средне-позднефранского этапа, в составе биогермных карбонатных пород фаменско-турнейского комплекса преобладали микробиально-водорослевые ассоциации каркасообразующих организмов, а среди органогенных построек доминировали микробиально-водорослевые, реже иловые холмовидные образования.

Ключевые слова: этапы рифообразования, биогермы, рифостроители.

В геологической истории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (ВУНГП) в течение девонского и каменноугольного периодов выделено три основных этапа карбонатного седиментогенеза. Накопление карбонатных осадков происходило в разнообразных фациальных обстановках от прибрежно-морских до глубоководных областей открытого шельфа. Существенную роль в формировании карбонатных комплексов играли процессы органогенной седиментации,

сопровождаемые развитием широкого спектра органогенных построек. Каждый этап отличался от других масштабами рифообразования, положением органогенных построек в морском бассейне и таксономическим составом рифостроящих комплексов.

Эйфельский этап характеризуется развитием в пределах медленно погружающегося края Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в сторону Прикаспийской впадины (ПВ) пологих карбонатных склонов (карбонатных платформ) в эпиконтинентальном бассейне. В их пределах шло развитие широких фациальных поясов, отвечающих мелководным обстановкам внутреннего и относительно глубоководного внешнего шельфа. В переходной мелководной зоне получили развитие небольшие, морфологически слабовыраженные органогенные постройки типа биостромов и биогермов.

Основными рифостроителями **(фото 1)** являлись строматопоры, кораллы, реже водоросли. Структурно-текстурные особенности биогермных пород свидетельствуют о том, что слагающие их перечисленные сообщества фаунистических остатков не были способны создавать жесткие амплитудные каркасные образования, с которыми часто ассоциируются наши представления о рифах. Органогенные постройки данного возраста в большинстве случаев представляли собой серию обособленных колоний, налегающих друг на друга и слагающих пласты карбонатных пород повышенной мощности, незначительно возвышающиеся над окружающими их осадками.

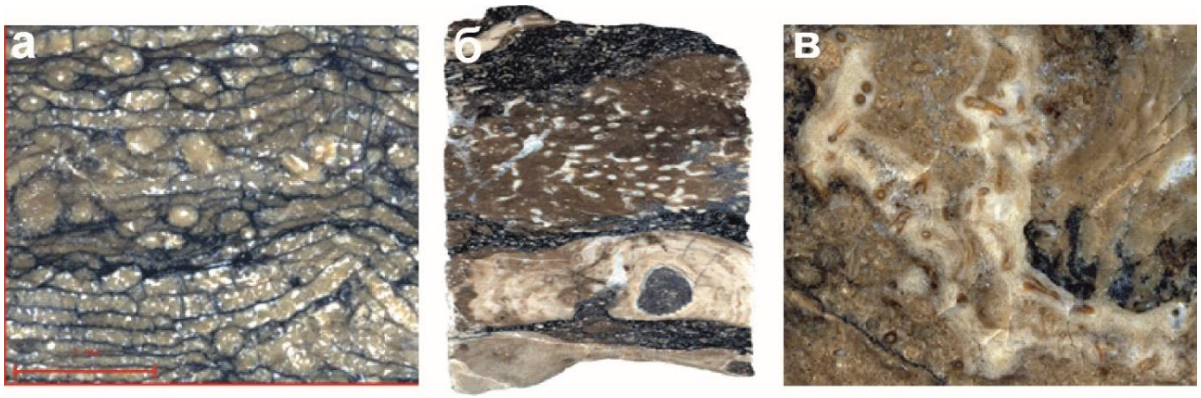


Фото 1. Литотипы биогермных пород разновозрастных органогенных построек. Известняки, слагающие биостромы и биогермы эйфельского яруса: а) Известняк биоморфный, сложенный пластинчатыми строматопорами (D_2bs); б) Известняк биогермный, коралово-строматопоровый (D_2bs); в) Фистулеллово-строматопоровый баундстоун (D_2af)

Средне-позднефранский этап. Формирование отложений одноименного комплекса началось в ходе главного раннефранского затопления больших областей окраины ВЕП. Вся последующая эволюция осадконакопления франско-турнейского времени происходила в условиях преимущественно высокого стояния уровня моря, периодически прерываемого кратковременным его падением. На восточной окраине ВЕП к концу семилукского (доманикового) времени сформировалась глубоководная внутриплатформенная Камско-Кинельская впадина, открывавшаяся в Уральский палеоокеан (Кузнецов, 2003).

В разнообразных батиметрических условиях получил развитие широкий спектр органогенных структур - от мелких биостромов и биогермов, одиночных бассейновых рифов до рифовых систем барьерного и краевого типа. На мелководном шельфе формировались преимущественно мелкие биостромовые и биогермные тела. На границе мелководных и глубоководных обстановок получили развитие локальные, морфологически выраженные биогермные тела, послужившие основой для формирования бортовых зон Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП).

В глубоководных обстановках шельфа формировались одиночные бассейновые рифогенные постройки. В пределах затопленных склонов крупных сводов и склонов мелководных карбонатных платформ получили развитие локальные, морфологически выраженные биогермные тела, послужившие основой для формирования бортовых зон ККСП. Вдоль флексурного осложнения во фронтальной зоне мелководного шельфа в позднефранское время сформировалась рифовая система барьерного типа.

Отличительной особенностью процессов рифообразования в позднефранское время является широкое развитие одиночных, морфологически выраженных бассейновых рифов, выявленных сейсмическими методами (ООО «ТННЦ», г.Тюмень) и доказаных бурением (Никитин и др., 2011, 2018) в различных структурных зонах Оренбургской области (зоне сочленения Рубежинского прогиба, Павловской седловины и Соль-Илецкого свода).

Основными рифостроителями в эйфельское время являлись строматопоры, кораллы, но одновременно с этим возрастает роль водорослевых образований, в том числе микробиально-водорослевой проблематики. В целом биогермные известняки средне-позднефранского возраста, по сравнению с эйфельским веком, отличаются увеличением таксономического и видового разнообразия

скелетных цианобактерий и кальцимикробов каркасных организмов **(фото 2, 3)**. Морфологически выраженные рифогенные постройки, достигающие высоты в сотню метров, характеризуются сложной фациальной зональностью слагающих их карбонатных толщ (фации рифового ядра, рифового склона, предрифового шлейфа).

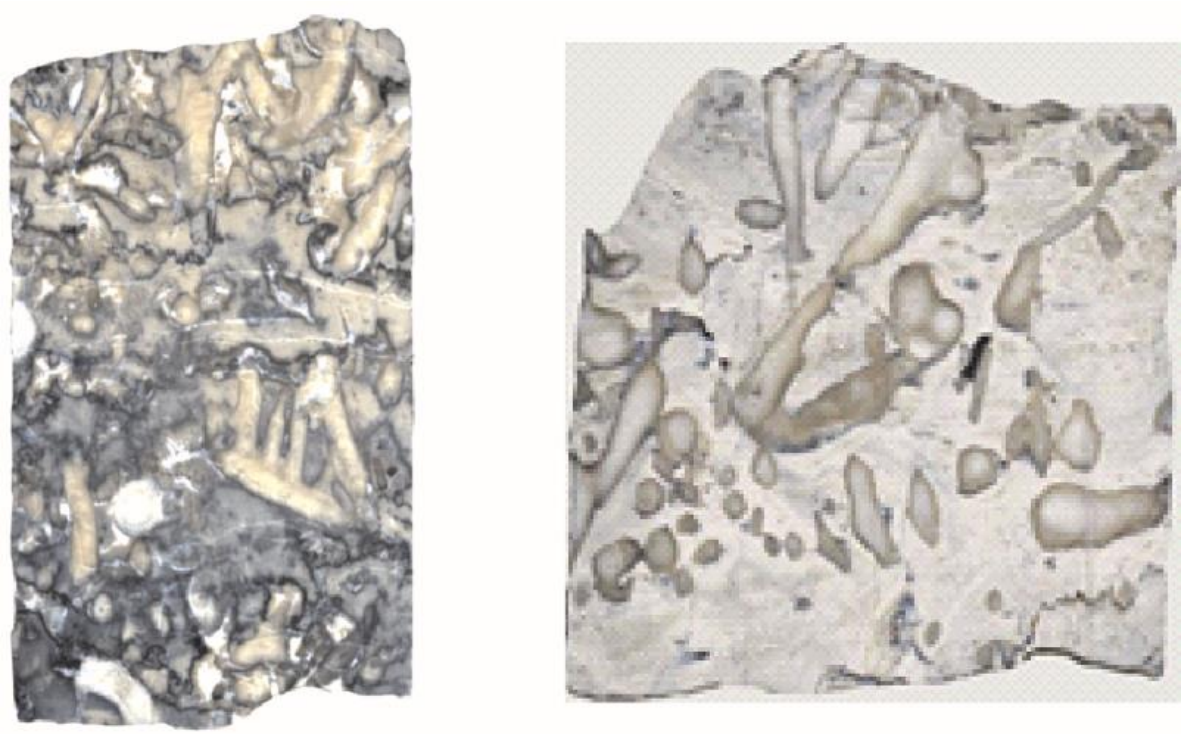


Фото 2. Органогенные постройки семилукского (доманикового) времени. Известняки биогермные, сложенные дендроидными и пальцеобразными строматопорами с включениями мелких кораллов (D_3f_2)

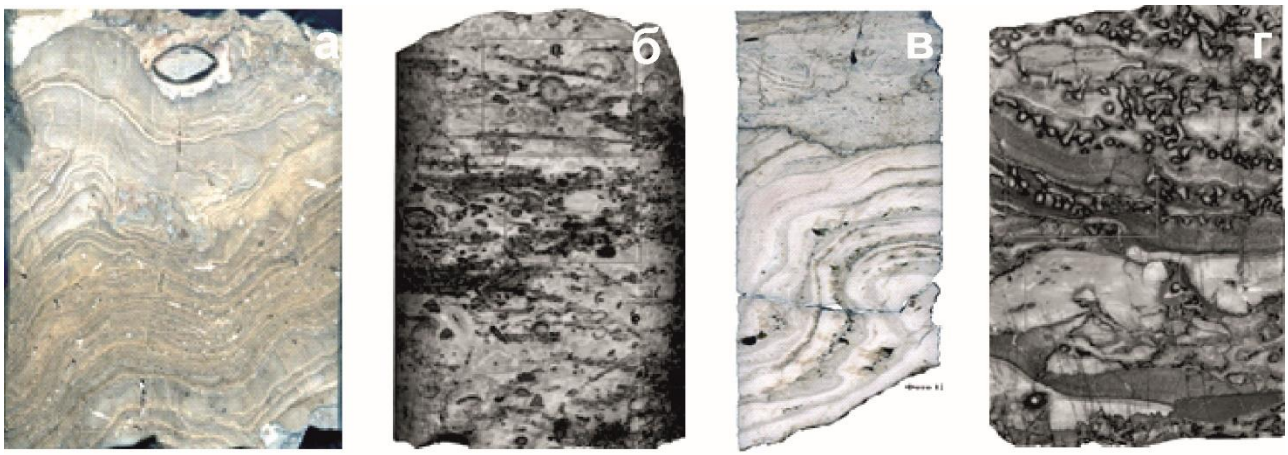


Фото 3**.** Биогермные известняки одиночных рифов верхнего франа

а) строматопоровый баундстоун; б) известняк биогермный, сложенный перекристаллизованной рифовой проблематикой и колониями микробиальной природы; в) водорослево-строматопоровый баундстоун; г) известняк биогермный с колониями табулят и широким развитием инкрустаций

Фаменско-турнейский этап. Осадконакопление происходило в обстановках обширного мелководного карбонатного шельфа, осложнённого конседиментационно развивающейся зоной глубоководного некомпенсированного осадконакопления в центральной части ККСП. Глобальное понижение уровня моря на границе франа и фамена прервало процессы активного рифообразования, характерные для позднего франа. Связанное с этим событием вымирание большинства биогермных сообществ каркасных метазоидных организмов (А.И. Антошкина, 2003) предопределило особенности органогенного осадконакопления рассматриваемого этапа развития территории. В отличие от средне-позднефранского этапа, в составе биогермных карбонатных пород преобладали микробиально-водорослевые ассоциации каркасообразующих организмов (**фото 4**), а среди органогенных построек

доминировали микробиально-водорослевые, гораздо реже скелетные и иловые холмовидные образования.

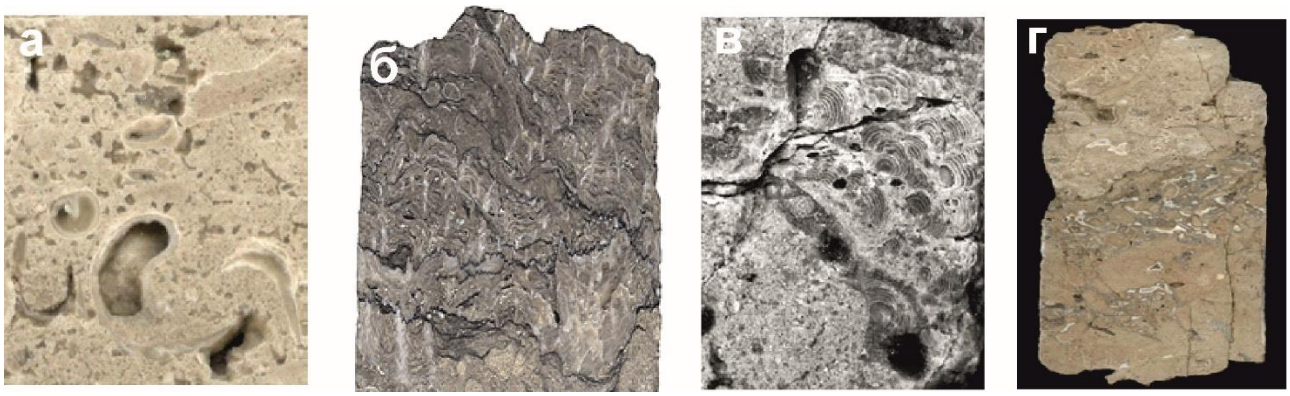


Фото 4. Известняки, слагающие биостромы в отложениях фаменского яруса (Д3zv)

а) известняк микробиально-водорослевй с фенестровой структурой; б) известняк биоморфный с включением колониальных кораллов; в) известняк сгустково-комковатый с колонией багряных водорослей; г) известняк микробиально-водорослевый с мелкой инрустацией первичных пустот.

В результате эвстатических событий произошло смещение зон мелководного карбонатонакопления в сторону глубоководных акваторий ККСП, а на границе мелководной и глубоководной зон началось активное развитие бортовых участков этих прогибов. Их образование связано с формированием на краю мелководного шельфа органогенных построек барьерного типа, в составе которых, в отличие от средне-, позднефранского этапа, преобладали микробиально-водорослевые ассоциации каркасообразующих организмов в виде скелетных и иловых холмовидных построек.

Отличительной чертой турнейской фазы осадконакопления является формирование в пределах внутреннего обрамления ККСП (по фаменским отложениям) специфических мощных клиноформных тел с линзообразным проградационным строением (Фортунатова, 2009). В пределах северных, южных и юго-восточных секторов прогибов наблюдаются существенные различия в составе и строении разрезов. Терригенно-карбонатный и карбонатно-терригенный состав данных образований, клиноформное строение толщи и проградационный характер залегания клиноформ тел в сторону центральной части ККСП указывают на наличие в их составе образований, связанных с подводными конусами выноса не только терригенного, но и карбонатного материала.

В основе существующих представлений о формировании в данном комплексе органогенных сооружений различного типа лежит модель о разновозрастных бортовых зонах прогибов (Денцевич, 1988; Яхимович, 1999). Считается, что прогибы в той или иной степени имеют четко выраженное зональное строение, присущее всем основным слагающим его карбонатным литолого-стратиграфическим комплексам: франскому, нижне-среднефаменскому, заволжскому, турнейскому. Каждый из них закономерно изменяется по литологическому составу, толщине и образует три основные литолого-фациальные зоны: *депрессионную* в центральной части прогиба; примыкающую к ней зону *органогенных бортовых построек*, которая обрамляется зоной развития *слоистых шельфовых известняков*. Средняя зона, в свою очередь, подразделяется на барьерно-рифовую, где развиты наиболее мощные органогенные постройки, формирующие непосредственно бортовую зону прогиба, и примыкающую к ней – биогермно-шельфовую.

Отмечается закономерное последовательное смещение во времени более молодых мелководных зон в сторону центральной части прогиба.

Выполненный анализ этапности карбонатного седиментогенеза, как и реконструкция обстановок осадконакопления представляют основу для разработки палеогеографических критериев прогноза зон развития ловушек неантиклинального типа в верхнепалеозойских отложениях ВУНГП.

Литература

Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое: (Север Урала и сопредел. обл.). - Екатеринбург, 2003 (Тип. УрО РАН). - 301 с.

Денцкевич И. А., Яхимович Г.Д. Франский и фаменский этапы развития Муханово-Ероховского прогиба // В кн. Геология и эксплуатация нефтяных и газонефтяных месторождений Оренбургской области: научн.труды ОНАКО, вып. 2.- Оренбург.1999. С. 18-20.

Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. – М.: ГЕОС, 2003. – 262 с.

Никитин Ю.И., Щеглов В.Б., Чикина Н.Н. Вехнефранские рифы Рубежинского прогиба, Оренбургская область // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2011. Вып. 68. С. 3-5.

Никитин Ю.И., Вилесов А.П., Корягин Н.Н. Нефтеносные франские рифы – новое направление геолого-разведочных работ в Оренбургской области // Геология , геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2018. - №5. С. 4 – 11.

Фортунатова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Бушуева М.А. и др. Методика прогноза структурно-литологических и литологических ловушек нефти и газа в верхнедевон-турнейском и нижнепермском карбонатных нефтегазоносных комплексов востока Волго-Уральской НГП //Геология нефти и газа. 2019. №3. С.23-38.

The main stages of reef formation in the Late Paleozoic history of carbonate accumulation within the Volga-Ural oil and gas province.

Staroverov V.N., Shcheglov V.B.

Nizhne-Volzhsky Research Institute of Geology and Geophysics JSC. Russia, 410012, Saratov, Moscovskaya, 70, staroverovvn@gmail.com

Within the territory of the Volga-Ural oil and gas province, three main stages of reef formation have been identified, successively replacing each other during the Devonian and Carboniferous periods. Each stage was characterized by the individual structure of facies environments and sedimentation features. The main reef builders of the Eifelian stage were stromatopores, corals, and, more rarely, algae. A wide range of organogenic structures has been developed in various bathymetric conditions of the Middle-Late Frasnian stage - from small biostromes and biogerms, single basin reefs to reef systems of barrier and marginal type. In contrast to the Middle-Late Frasnian stage, microbial-algal associations of frame-forming organisms prevailed in the composition of biohermic carbonate rocks of the Famennian-Tournaisian complex, and microbial-algal, less often silt-hill-like formations dominated among organogenic structures.

Keywords: stages of reef formation, bioherms, reef builders

УДК 551.3.051

Литологические и геохимические особенности состава осадков области метановых сипов хребта Вестнезе (пролив Фрама)

Стародымова Д.П., Кравчишина М.Д., Новичкова Е.А., Козина Н.В., Сломнюк С.В., Якимова К.С., Макарова Е.А.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Россия, 117997, г. Москва, Нахимовский проспект, 36, d.smokie@gmail.com

Осадконакопление в зонах подводного высачивания метана зависит от глобальных климатических изменений и является интересным объектом для исследования. Изучение состава иловых вод таких областей позволяет реконструировать процессы раннего диагенеза. В колонке донных осадков из области холодных метановых сипов Гренландского моря исследовано распределение химических элементов, а также изучен состав поровых вод газонасыщенных восстановленных осадков. По результатам комплексного литолого-геохимического анализа выделены основные зоны, связанные с диагенезом (с низу вверх): газогидратная, зона анаэробного окисления метана, зона перехода метан–сульфат, зона сульфат-редукции, окисленная зона. Изучены области аутигенного минералообразования и зоны геохимических барьеров. Показано изменение подвижности редокс-чувствительных элементов в толще осадков.

Ключевые слова: метаногенез, микроэлементы, поровые воды

Изучение процессов метаногенеза является в настоящее время одним из приоритетных направлений в морской геологии. Наибольший интерес мировых исследователей вызывают области подводного высачивания метана, расположенные в высоких широтах, например на хр. Вестнезе. Данный хребет расположен на северо-западной периферии шельфа Шпицбергена в восточной части пролива Фрама (~79° с.ш.) на глубинах ~1200–1300 м (рис. 1). Уникальность его местоположения определяется тем, что осадки хр. Вестнезе находятся в зоне постоянного влияния относительно теплых и соленых вод контурного Западно-Шпицбергенского течения, распространяющегося через пролив Фрама в Северный Ледовитый океан (Schauer et al. 2004; Walczowski et al., 2005). По своему происхождению хр. Вестнезе является дрифтом, юго-восточная часть которого осложнена

многочисленными выходами флюидов углеводородных газов. Благодаря эвстатическим подвижкам земной коры в районе Шпицбергена во время таяния ледника (около 23.6–24.1 тыс. кал. л.н.) на хр. Вестнезе происходило активное высвобождение метана из его природных резервуаров, которое привело к образованию уникальной системы метановых сипов (Schneider et al., 2018, Sztybor, Rasmussen, 2017 (а,б)).

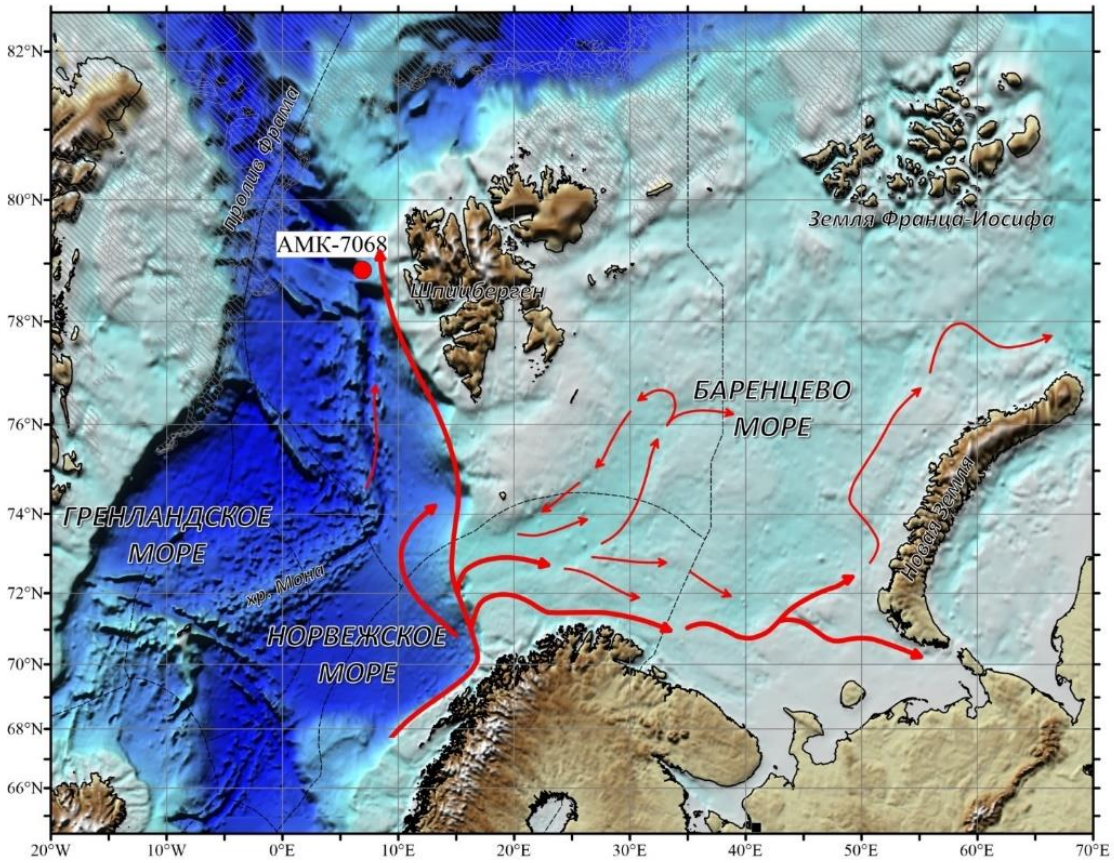


Рис. 1. Расположение точки пробоотбора. Заштрихована область распространения сезонного льда; красной стрелкой показано направление теплого течения

Колонки донных осадков АМК-7068 ТБД и МК отобраны в районе покмарка Лунде на хр. Вестнезе при помощи гравитационной трубки большого диаметра (ТБД) и мультикорера Mini Muc K/MT 410 (МК) с глубины моря 1206 м в ходе 84-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в августе 2021 г. (рис. 1). Общая длина колонки МК составила 28 см, а длина ТБД – 552 см. Литологическое описание осадков, измерения pH и Eh, а также отжим поровой воды были проведены на борту судна. Колонка ТБД была разделена на две части продольным разрезом. Одна половина была упакована в вакуумную пленку и хранилась при t = 4°C. По результатам предварительного литологического анализа в колонках МК и ТБД были выделены интервалы изучения поровых вод, полученных методом центрифугирования. Отобранные образцы поровой воды были разлиты по флаконам и хранились при t = –20℃ до анализа. Архивная часть колонки ТБД была исследована с помощью системы комплексного сканирования кернов Geotek MSCL-XYZ, оснащенной рентгенофлуоресцентным (РФА) датчиком. По результатам сканирования керна ТБД были получены данные с дискретностью 0.5 см по магнитной восприимчивости осадков, его спектральным характеристикам и элементному составу методом РФА. В поровых водах были измерены концентрации основных ионов (методом ионной хроматографии) и элементов (методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой).

По данным полевого литописания керна МК, поверхностные осадки (0–2 см) представлены пелитовыми и алевритопелитовыми илами темного серо-коричневого цвета. На поверхности и в толще осадка наблюдалось большое количество полихет семейства *Siboglinidae* и их трубок, представляющих хемосимбиотрофные бентосные организмы. Нижняя часть керна МК представлена алеврито-пелитовыми илами с примесью песчаной фракции насыщенного темно-серого цвета с единичными включениями материала гравийной и галечной размерности (ледовый разнос). По всей толще осадка наблюдался гидротроилит, в виде примазок, стяжений, линз и микропрослоев. Осадок имел сильный запах сероводорода. Результаты измерения Eh осадка показали резкую границу в слое 2–4 см, характерную для восстановленных условий в нижних частях керна МК.

В колонке ТБД вскрыты газонасыщенные алеврито-пелитовые осадки серых оттенков, содержащие пластины газогидрата и аутигенные метанопроизводные карбонатные корки.

Предварительный возраст осадков колонки АМК-7068 определен по результатам литологического анализа в сочетании с данными сканирования керна и литературы (Sztybor, Rasmussen, 2017) и составил около 35 тыс. кал. лет. Нижняя часть колонки (552–390 см) сложена алеврито-пелитовыми известковыми илами темно-серого цвета с единичными включениями материала гравийной и галечной размерности. В этом слое колонкой вскрыто большое количество газогидрата в виде пластин размером до ~5 см, ранее описанных в работе (Panieri et al., 2017). Нижняя часть колонки сильно деформирована в процессе дегазации осадков и быстрой диссоциации газовых гидратов, заключенных в этом слое. Выше горизонта с газогидратами на глубинах 390-355 см залегали более темные алеврито-пелитовые илы зеленовато-черного цвета с красным оттенком с редкими включениями материала гравийной и галечной размерности. Данный горизонт является стратиграфическим маркером и хорошо коррелируется с отложениями массового переноса осадков, связанного с мощными селевыми потоками ледникового происхождения. Образование подобных осадков описано для западной окраины Шпицбергена при продвижении ледникового щита к краю шельфа около 24–23.5 тыс. л.н. (Jessen et al., 2010; Sztybor, Rasmussen, 2017).

Распределение сульфат-иона в поровых водах позволяет маркировать область развития сульфат-редукции в толще осадков глубже 100 см (рис. 2). В интервале 180–190 см происходит полное восстановление сульфатной серы. Концентрирование марганца в поровых водах наблюдается в интервале, подстилающем окисленный слой осадка (верхние 2 см), а в более глубоких слоях происходит постепенное снижение концентраций марганца, достигая минимума в слое 120–130 см вплоть до подошвы колонки. Такое поведение марганца связано с капиллярным подтягиванием растворенного марганца в восстановленной зоне к верхним окисленным горизонтам (Юдович, Кетрис, 2014), что ограничивает возможности применения этого элемента как индикатора условий осадконакопления при восстановительном диагенезе. В слое глубже 150 см происходит постепенное возрастание концентрации бария в поровых водах, что связано с растворением аутигенного барита ($BaSO_4$),при уменьшении концентрации сульфат-иона в ходе сульфат-редукции (Yao et al., 2020).

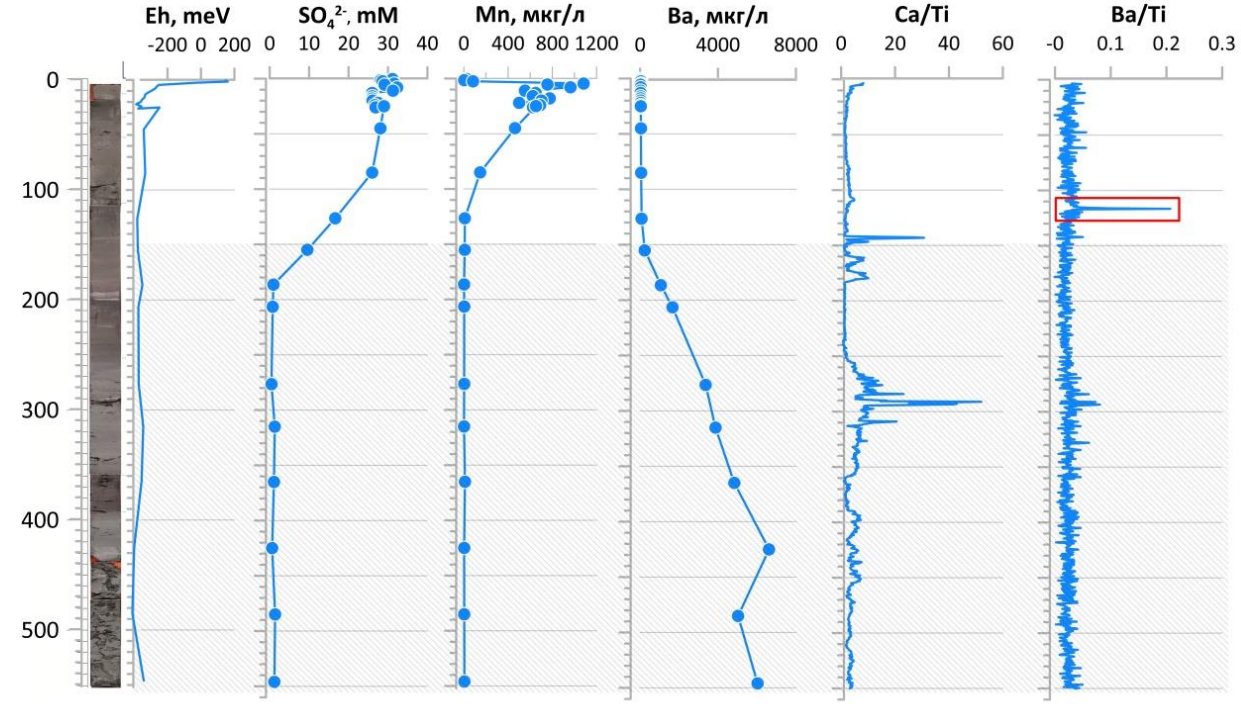


Рис. 2. Вертикальное распределение Eh, сульфат-иона, марганца и бария в поровых водах, отношений сигналов Ca/Ti и Ba/Ti по данным сканера кернов. Заштрихована сероводородная область. Красной рамкой обозначен баритовый фронт

По результатам сканирования колонки (рис. 2) в вертикальном распределении Ca/Ti выделяются несколько горизонтов повышенного содержания кальция: 140–150, 160–185, 255–360 см. Нижний (255–360 см) горизонт обогащения синхронен со слоем, содежащим карбонатные корки. На горизонтах 140–150 и 160–185 см обогащение кальцием, вероятно, также связано с появлением слабоконсолидированных карбонатных стяжений, которые маркируют ранний этап формирования метанопроизводных карбонатных корок. Их образование ассоциируют с процессом анаэробного окисления метана, при котором поровые воды обогащаются гидрокарбонат-ионом (Yao et al., 2020). Наличие нескольких горизонтов, обогащенных кальцием, определяется постепенным перемещением сульфат-метановой транзитной зоны (СМТЗ) во времени, что связано с изменчивостью потока флюидов метана из глубинных резервуаров углеводородов (Barnes, Goldberg, 1976). Распределение

отношения Ba/Ti показывает наличие единичного пика бария на горизонте 115–116 см. Увеличение значений этого отношения маркирует так называемый баритовый фронт – горизонт осаждения аутигенного барита, который находится в колонке выше СМТЗ и маркирует ее современное положение в осадках. Наличие нескольких горизонтов, обогащенных кальцием, и только одного горизонта, обогащенного барием, позволяет предположить смещение СМТЗ в результате увеличения интенсивности потока метана и растворения барита в послеледниковое время (Yao et al., 2020).

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 20-17-00157-П, https://rscf.ru/project/20-17-00157/).

Литература

Юдович, Я. Э. Геохимия марганца. / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис – Сыктывкар: Геопринт, 2014. – 538 с.

Barnes, R. O. Methane production and consumption in anoxic marine sediments / R. O. Barnes, , Goldberg E.D. // Geology (Boulder). – 1976. – V. 4. – № 5. – P. 297–300.

Jessen, S. P. A new Late Weichselian and Holocene marine chronology for the western Svalbard slope 30,000-0 cal years BP / S. P. Jessen, T. L. Rasmussen, T. Nielsen et al. // Quaternary Science Review. – 2010. – V. 29. – № 9–10. – P. 1301–1312.

Panieri, G. Diagenetic Mg-calcite overgrowths on foraminiferal tests in the vicinity of methane seeps / G. Panieri, A. Lepland, M. J. Whitehouse et al. // Earth Planetery Science Letters. – 2017. – V. 458. – P. 203–212.

Schauer, U. Arctic warming through the Fram Strait: oceanic heat transport from 3 years of measurements / U. Schauer, E. Fahrbach, S. Osterhus, G. Rohard // Journal of Geophysical Research. – 2004. – V. 109. – C06026.

Schneider, A. Methane seepage at Vestnesa Ridge (NW Svalbard) since the Last Glacial Maximum / A. Schneider, G. Panieri, A. Lepland et al. // Quaternary Science Review. – 2018. – V. 193. – P. 98–117.

Sztybor, K. Diagenetic disturbances of marine sedimentary records from methane-influenced environments in the Fram Strait as indications of variation in seep intensity during the last 35 000 years / K. Sztybor, T. L. Rasmussen // Boreas. – 2017. – V. 46. – P. 212–228.

Sztybor, K. Late glacial and deglacial palaeoceanographic changes at Vestnesa Ridge, Fram Strait: Methane seep versus non-seep environments / K. Sztybor, T. L. Rasmussen // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. – 2017. – V. 476. – P. 77–89.

Walczowski, W. The West Spitsbergen Current volume and heat transport from synoptic observations in summer / W. Walczowski, J. Piechura, R. Osinski, P. Wieczorek // Deepsea Research. Part I Oceanography Research Papers. – 2005. – V. 52. – № 8. – P. 1374–1391.

Yao, H. Multi-proxy approach to unravel methane emission history of an Arctic cold seep / H. Yao, H. Niemann, G. Panieri // Quaternary Science Reviews. – 2020. – 244. – 106490.

Lithological and geochemical features of sediment in the area of methane seepage of the Vestnesa Ridge (Fram Strait)

Starodymova D.P., Kravchishina M.D., Novichkova E.A., Kozina N.V., Slomnyuk S.V., Iakimova K.S., Makarova E.A.

Shirshov Institute of Oceanology RAS; Russia, 177997 Moscow, Nakhimovsky Prosp., 36, d.smokie@gmail.com

Sedimentation in submarine methane seepage areas depends on global climatic changes and is an interesting object for study. Studying the composition of pore waters of such areas allows reconstructing the processes of early diagenesis. The distribution of chemical elements and the composition of pore waters of gas-saturated reduced sediments has also been studied in a sediment core from the cold methane seep area of the Greenland Sea. Based on the results of a comprehensive lithological and geochemical analysis, the main zones associated with diagenesis (from bottom to top) were identified: gas hydrate zone, anaerobic methane oxidation zone, methane-sulfate transition zone, sulfate-reduction zone, and oxidized zone. The areas of authigenic mineral formation and geochemical barrier zones were studied. Changes in the mobility of redox-sensitive elements in the sediment column have been shown.

Keywords: methanogenesis, trace elements, pore water

УДК 551.3

Литолого-минералогические и фациальные особенности отложений визейского яруса Башкирского свода

Староселец Д.А.[1], Плюснин А.В.[1], Томилина Е.М.[2]

1 – Тюменский государственный университет. Россия, 625003, г. Тюмень, ул. Ленина, 25, d_star1997@mail.ru, a.v.plyusnin@mail.ru

2 – Пермский государственный национальный исследовательский университет. Россия, 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15, tomilinaelena.psu@yandex.ru

В настоящей работе изложены результаты литолого-минералогических и фациальных исследований отложений визейского яруса в пределах башкирского свода Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. На основании полученных результатов сделаны выводы о колебании уровня моря бассейна седиментации и изменения степени удалённости от источника сноса осадочного материала.

Ключевые слова: Пермский край, визейский ярус, литолого-фациальный анализ

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция является одним из старейших и основных нефтегазодобывающих регионов России. В составе провинции немаловажную роль играет Пермский край, на территории которого открыто порядка 237 месторождений углеводородов (Андреев, Шатрова, 2019), основные запасы которых приходятся на следующие региональные продуктивные комплексы: верейский терригенно-карбонатный, визейско-башкирский карбонатный, визейский терригенный, верхнедевонско-турнейский карбонатный (Проворов и др., 2008). Однако в современных реалиях нефтяной промышленности России, по причине значительного снижения интенсивности проведения геолого-разведочных работ, появилась острая необходимость в приоритизации последовательности освоения нефтегазоперспективных объектов. В связи с вышесказанным, особое место занимает проведение литолого-минералогических, геохимических и фациальных исследований продуктивных комплексов.

Целью настоящей работы является подробный геохимический и литолого-фациальный анализ терригенных отложений визейского яруса в пределах башкирского свода.

Визейский терригенный комплекс включает отложения (снизу-вверх) косьвинского, радаевского, бобриковского горизонтов (нижневизейский подъярус), перекрытых отложениями тульского и алексинского горизонтов (верхневизейский подъярус) (Астаркин и др., 2013). Территория исследования административно приурочена к югу Пермского края, а тектонически к Башкирскому своду Волго-Уральской антиклизы.

Основой настоящей работы послужили следующие данные: (1) керновый материал по типовому разрезу визейского яруса Башкирского свода, где вынос керна составил 61 м, при сплошном отборе; (2) данные ГИС, включая методы гамма-каротажа (ГК) и нейтронного каротажа (НГК). Для стратиграфической увязки были использованы результаты литологических и палинологических исследований скв. Чернушинская 190 пробуренная в пределах Башкирского свода (Стукова, 2012).

Исследования выполнены посредством использования методов и подходов литолого-фациального анализа. Петрографическое изучение шлифов проведено на поляризационном микроскопе Olympus BX51 в проходящем свете с использованием методов скрещенных николей.

Результаты литолого-минералогических исследований представлены в таблице 1.

По результатам литолого-фациального анализа определено, что формирование радаевского горизонта связано с подводной частью дельты с фацией продельты. На границе радаевского и бобриковского горизонтов отмечается резкая граница. Выявлено, что формирование бобриковского горизонта происходило также в условиях дельты, в большей степени её надводной части, лишь в отдельных случаях сменяясь на условия фронта дельты (устьевого бара). Седиментация тульского горизонта связана с постепенным переходом от продельтовых условий к распределительным дельтовым каналам, межканальным заливам и болотам.

На основании полученных данных можно сделать вывод, что формирование отложений радаевского горизонта происходило при постепенной трансгрессии моря и удалении территории от источников сноса осадочного материла, что выразилось в улучшении степени сортировки отложений и смене фациальной обстановки в сторону большей мористости отложений. На границе радаевского и бобриковского горизонтов отмечается резкая регрессия, в результате которой обстановка осадконакопления сменяется на переходную. Седиментации бобриковского горизонта происходила при постепенной регрессии моря, прерывавшейся тремя локальными колебаниями уровня моря в сторону его повышения, которые выражаются переходами между обстановками надводной и подводной части дельты. Граница бобриковского и тульского горизонтов ознаменовалась резкой

трансгрессии, после которой бассейн седиментации постепенно заполнялся осадочным материалам, выносимым речными стоками.

Табл. 1. Результаты литолого-минералогических исследований

Горизонт	Структура	Минеральный состав терригенных пород (по Н.В. Логвиненко)	Степень сортировки (снизу-вверх)	Окатанность
Радаевский	Псаммитовая, алевритовая, размер зерен изменяется от 0,01 до 0,22 мм, преобладают зерна 0,05-0,1 мм	Полевошпат-кварцевый; кварц (~82%), полевые шпаты (~5), слюда (~9%) и обломки пород различного генезиса (~4%)	От средней до хорошей	Преобладают полуокатанные зерна, реже угловатые, хорошо окатанные
Бобриковский	Псаммитовая, алевритовая, размер зерен изменяется от 0,04 до 0,25 мм, преобладают зерна 0,1-0,18 мм	Кварцевый; кварц (~97%), полевые шпаты (~2), и единичными обломками кварцитов (~1%)	От средней до хорошей	Преобладают полуокатанные зерна, реже угловатые, хорошо окатанные
Тульский	Псаммитовая, алевритовая, размер зерен изменяется от 0,01 до 0,22 мм, преобладают зерна 0,1-0,18 мм	Полевошпат-кварцевые; кварц (~81%), полевые шпаты (~7), слюда (~3%) и обломки пород различного генезиса (~9%)	От средней до плохой	Преобладают полуокатанные зерна, реже угловатые, хорошо окатанные

В последующем тульский горизонт ознаменовали две регрессии моря, по результатам которых на территории исследования начали отлагаться карбонатная часть тульского горизонта. Результаты согласуются с исследованиями, выполненными в пределах Пермского свода (Сулима, 2021), что говорит о значительном сходстве двух структур в исследуемый период.

Литература

Андреев, Д. Н. Нефтепромысловые объекты в Пермском крае / Д. Н. Андреев, А. И. Шатрова // Антропогенная трансформация природной среды. – 2019. – № 5. – С. 3-7. – EDN HOXSOM.

Астаркин, С. В. Обстановки осадконакопления в бобриковское время в пределах юго-востока Русской плиты / С. В. Астаркин, О. П. Гончаренко, М. В. Пименов // Изв. Сарат. ун-та Нов. сер. Сер. Науки о Земле. – 2013. – № 1. – С. 57-62.

Проворов, В. М. Нефтегазогеологическое районирование центральных районов Пермского края в связи с дальнейшим освоением ресурсов нефти и газа / В. М. Проворов, М. В. Проворов, В. М. Неганов // Вестник Пермского университета. Геология. – 2008. – № 10. – С. 8-15.

Стукова Т. В. Палинологическая характеристика верхнетурнейско-визейских терригенных отложений Пермского Прикамья // Lethaea rossica. М.: ГЕОС, 2012б. Т. 6. С. 32–45.

Сулима, А. И. Строение и этапы развития осадочного бассейна северо-востока восточно-европейской платформы в протерозое и палеозое на основе многолетних наблюдений геологических разрезов и исследований глубоких скважин / А. И. Сулима, А. В. Плюснин, Л. Д. Плешков, Я. С. Трубин, В. Д. Тимофеев // Известия ТПУ. – 2021. – № 11 – С.141-160.

Lithologic, mineralogical, and facies features of deposits of the Viseian Stage of the Bashkirian Vault

Staroselets D.A.,[1], Plusnin A.V.[1], Tomilina E.M.[2]

1 - Tyumen State University, Russia, 625003, Tyumen, 25 Lenina St. 1, d_star1997@mail.ru

2 - Perm State National Research University, 614990, Perm, Bukireva St. 15, tomilinaelena.psu@yandex.ru

This paper presents the results of lithological-mineralogical and facies studies of deposits of the Viseian Stage within the Bashkirian fold of the Volga-Ural oil-and-gas province. Based on the results obtained, conclusions are made about the sedimentation basin sea level fluctuations and changes in the degree of remoteness from the source of sedimentary material drift.

Keywords; Perm Region, Viseian Stage, lithologic-facial analysis

УДК 504:517 (470.41)

Физико-химические исследования гипсовых месторождений Среднего Поволжья

Сунгатуллин Р. Х.[1], Кадыров Р. И.[1], Ибатуллина А.И.[1], Сунгатуллина Г. М.[1]

1 – Казанский (Приволжский) федеральный университет. Россия, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18, Rafael.Sungatullin@kpfu.ru

Изучение гипса и доломита Камско-Устьинского и Сюкеевского месторождений в Среднем Поволжье с помощью комплекса прецизионных методов (электронная микроскопия, литогеохимия, изотопия, электронный парамагнитный резонанс) позволило получить количественные параметры палеоусловий формирования пород в позднеказанском эвапоритовом бассейне с построением моделей продуктивных пластов гипса.

Ключевые слова: гипс, месторождение, р. Волга

Пермский этап галогенеза относится к наиболее продуктивным интервалам соленакопления в геологической истории Земли. Так, например, на Русской плите площадь эпиконтинентальных солеродных, преимущественно, хлоридно-сульфатных бассейнов приуральской и биармийской эпох пермского периода достигала 2 млн. км^2, а их мощность – 1,5-2 км (Жарков, 1978). Объектом исследования в данной работе являются биармийские (верхнеказанские) сульфаты (гипс, ангидрит) и карбонаты (доломит) Камско-Устьинского и Сюкеевского месторождений гипса (Сунгатуллин и др., 2011). Последнее является в настоящее время крупнейшим по запасам гипса месторождением в Российской Федерации. На обоих месторождениях имеются 2 продуктивных пласта (нижний и верхний) гипса, залегающих среди доломитов. Верхний продуктивный пласт гипса мощностью до 7 м вскрыт скважинами, а нижний пласт мощностью до 12 м разрабатывается с помощью штолен.

Цель настоящей работы - изучение эвапоритов с использованием прецизионных аналитических методов (электронная микроскопия, литогеохимия, изотопия, электронный парамагнитный резонанс) для получения количественных параметров условий формирования пород в эвапоритовых бассейнах и построения моделей продуктивных пластов гипса. Для выполнения поставленной цели из продуктивных пластов с интервалом опробования 0,5-2,0 м отобраны 36 образцов на Камско-Устьинском месторождении и 75 образцов на Сюкеевском месторождении.

Результаты исследований и их обсуждение.

Определения изотопного состава эвапоритов имеют ключевое значение для выяснения их генезиса и эволюции основных природных процессов в солеродных бассейнах. Как известно, на фракционирование изотопа углерода влияет биогенный фактор, а на изотопы кислорода – температура вод осадочного бассейна и палеоклимат (Фор, 1989; Хендерсон, 1985). Отсюда и вытекают возможности использования изотопов кислорода и углерода для изучения пород и воссоздания палеогеографии бассейнов осадконакопления. Однако, несмотря на многочисленные работы по стабильным изотопам в карбонатах Восточно-Европейской платформы, исследования их изотопного состава в эвапоритах начальной стадии галогенеза единичны. Гюнтер Фор писал: «Соотношения между значениями $\delta^{18}O$ неморских карбонатных пород и концентрацией рассолов, образовавшихся в результате испарения метеорной воды в замкнутых бассейнах на континентах, еще не изучены. Значения $\delta^{18}O$ таких рассолов и карбонатов, осажденных из них при постоянной температуре, вероятно, возрастают с увеличением концентрации рассола. Если наличие такой закономерности будет подтверждено, станет возможным определять меняющуюся соленость рассолов по значениям $\delta^{18}O$ осаждавшихся в различное время карбонатных пород» (Фор, 1989).

Нами с помощью масс-спектрометра Delta V Advantage исследованы 10 образцов доломитов из Камско-Устьинского месторождения гипса. Состав стабильных изотопов следующий: $\delta^{13}C$ (VPDB) = -4,9 -0,86‰ и $\delta^{18}O$ (VPDB) = -1,40-1,76 ‰. По изотопным данным породы Камско-Устьинского и Сюкеевского месторождений несколько отличаются, что может свидетельствовать в пользу некоторых локальных явлений: привнос в лагуну разного объема морских или речных вод и, соответственно, разная соленость рассолов. Так, некоторые образцы Камско-Устьинского месторождения попадают в область нормально-осадочных карбонатов, а среди карбонатов Сюкеевского месторождения подобные образцы отсутствуют (Сунгатуллин и др., 2014). При этом наиболее высокие значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ указывают на мелководность эвапоритового бассейна. Применение эмпирической зависимости значений изотопа кислорода от солености воды $\delta^{18}O$ (SMOW) = 0,39 S (‰) – 13,5 (Kleinetal., 1996) позволило оценить соленость вод палеобассейна позднеказанского времени для Камско-Устьинского месторождения, которая составила 78,81-116,21 ‰; ранее для Сюкеевского месторождения соленость вод оценивалась 114 ‰ (Кадыров, 2014).Температура вод эвапоритового палеобассейна вычислялась по эмпирической зависимости с учетом значений изотопа

кислорода T°C= 16,5 – (4,38 ($\delta^{18}O$ (PDB)) + 0,14 x ($\delta^{18}O$ (PDB)^2 (Хендерсон, 1985). Это позволило нам оценить температуру вод палеобассейна позднеказанского времени для Камско-Устьинского месторождения, которая составила 9,2-42,0°C при среднем значении 29,1°C.

Сульфатная минерализация связана с вмещающими карбонатами и флюидами различной солености, поэтому элементный и минеральный составы также могут быть использованы при анализе палеообстановок.

Метод индуктивно-связанной плазмы (ICP-MS) характеризуется высокой чувствительностью и способностью определять химические элементы в концентрациях до 10^{-10} %. В настоящее время метод ICP-MS является одним из самых быстро развивающихся масс-спектрометрических методов. Нами на спектрометре AGILENT 7500 проведены геохимические исследования образцов.

Геохимическая информация по пермской эвапоритовой формации региона встречается редко и посвящена преимущественно карбонатам породам. Одним из примеров геохимического исследования соленакопления в биармийскую (среднепермскую) эпоху является Сюкеевское месторождение гипса (Кадыров, 2014; Кадыров и др., 2013). Однако не вызывает сомнения, что изучение геохимии эвапоритов способствует более полному пониманию процессов осадконакопления в солеродных бассейнах. По результатам впервые проведенных исследований методом ISP-MS нами выявлены особенности концентрации и рассеивания микроэлементов в породах Камско-Устьинского месторождения. Анализ проводился на 59 элементов, из которых обнаружено 46 элементов. Показано распределение каждого элемента по разрезу и проведено сравнение средних содержаний элементов в продуктивных пластах. В результате выявлена четкая тенденция накопления подавляющей части микроэлементов в верхнем продуктивном пласте Камско-Устьинского месторождения.

Карбонаты, осаждающие из вод повышенной солености, обычно обогащаются стронцием, который присутствует в качестве изоморфной примеси в карбонатах. Нами в верхнем пласте Камско-Устьинского месторождения обнаружена аномалия Sr интенсивностью более 16 000 г/т, которая связана, по-видимому, с рассольным катагенезом и постседиментационной целестиновой минерализацией. Это подтверждается результатами электронной микроскопии и микрозондового анализа по Сюкеевскому месторождению (Кадыров и др., 2013) и другим объектам Предволжья. К гипсоносным толщам приурочены аномалии бария, которые, как известно, аккумулируются в остаточных морских рассолах. Для Камско-Устьинского месторождения отчетливо проявлена концентрация бария в верхнем пласте, что может служить индикатором аридного выветривания. Таким образом, в водах аридного бассейна по мере возрастания их минерализации содержания стронция и бария преимущественно возрастают, но сульфаты и карбонаты стронция более растворимы, чем бария и поэтому информативным оказывается отношение Sr/Ba как показатель аридности. Полученные геохимические результаты показывает, что в пределах Камско-Устьинского месторождения в позднеказанское время преобладали аридный климат и хорошо прогреваемые мелководные условия. Для палеоклиматических реконструкций нами использовался геохимический индикатор La+Ce/Y+Yb, который фиксирует концентрирование La и Ce в прибрежных, относительно мелководных областях, а Y и Yb - в глубоководных фациях. Низкое содержание итрия в нижней части нижнего продуктивного пласта Камско-Устьинского месторождения свидетельствует о прибрежных мелководных условиях.

Электронный парамагнитный резонанс (ЭПР) можно использовать для интерпретации условий формирования эвапоритовых отложений, что основано на идее одновременного (с геологической точки зрения) происхождения в эвапоритовом бассейне карбонатов и сульфатов, включая гипс. Эвапориты – породы, осажденные из концентрированных водных растворов и поэтому применение для изучения отложений пермского эвапоритового бассейна ЭПР способствует получению новых сведений об условиях формирования и постседиментационного преобразования солеродных басейнов, что актуально с точки зрения развития научных знаний. Результаты, полученные методом ЭПР на спектрометре CMS 8400, использовались нами для: восстановления условий и механизмов образования минералов и пород; литолого-минералогического расчленения разрезов (по характеру распределения ионов $Mn^{2+)}$; для реконструкции процессов постседиментационного преобразования карбонатных пород (по ион-радикалам SO^{2-}, SO^{3-}, CO^{2-}, CO^{3-}).

Нами исследовано 20 образцов методом ЭПР по Камско-Устьинскому месторождению и получены спектры для ионов Mn^{2+} по двум пластам, по которым определены значения их концентраций. В эвапоритах ион Mn^{2+} изоморфно замещает Ca и Mg в кристаллической решетке доломита или гипса. Кроме линий ионов Mn^{2+}, в единичных образцах фиксируется широкая линия иона Fe^{3+}, входящего в состав гидрооксидов железа и отвечающих за желтоватую окраску породы. Наличие Fe^{3+} может указывать на более аридные условия осадконакопления пород нижнего пласта. Следует отметить, что включения доломита в волокнистом гипсе (селените) нижнего слоя, характеризуются невысокими концентрациями Mn^{2+}. Это отличие возможно связано с тем, что агрегаты доломита, по сравнению с агрегатами гипса, имели наиболее значительную проницаемость для поступающих морских вод, привносящих в поровое пространство ионы Mn^{2+}, и затем захватывались доломитом. Применение ЭПР для интерпретации условий формирования и постседиментационного преобразования доломитов позволяет выявить зоны интенсивной и слабой перекристаллизации, связать с цикличностью

эвапоритового бассейна. По результатам ЭПР пород Камско-Устьинского месторождения большое содержание марганца свидетельствует о том, что доломит не подвергался перекристаллизации. Следует отметить, что на содержание марганца в доломите существенное влияние оказывают постседиментационные процессы. Выделяются области со значительными колебаниями парамагнитного марганца в разных позициях доломита, которые наблюдались в гипсовых слоях и межпластовыми прослоями. По-видимому, гипс образовался позднее доломита.

Сравнение содержаний марганца по данным ЭПР и ISP-MSпоказало их хорошую сопоставимость, что подтверждает процесс замещения марганцем позиций кальция и магния в доломитах эвапоритового бассейна. Возможно, повышение содержание марганца может указывать на приток более пресных вод и понижение солености, а изменения концентрации марганца в доломитах можно использовать для выделения трансгрессивно-регрессивных циклов (Кадыров, 2014).

Основные результаты выполненной работы.

1) Изучено распределение малых химических элементов в продуктивных пластах эксплуатируемых месторождений гипса.
2) В породах Камско-Устьинского и Сюкеевского месторождений изучены стабильные изотопы углерода и кислорода и проведено сравнение распределенийизотопов $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ для верхнеказанских отложений Среднего Поволжья.
3) Рассчитаны палеосоленость и палеотемпература эвапоритовых бассейнов в позднеказанское время на востоке Русской плиты.
4) Проведена корреляция данных ЭПР-исследований доломитов из гипсовых месторождений.
5) Комплексный количественный анализ результатов прецизионных исследований дополнил условия формирования верхнеказанских эвапоритовых отложений с созданием моделей продуктивных пластов гипса.

Литература

Жарков М. А. История палеозойскогосоленакопления. Новосибирск:Наука. 1978. 272 с.

Кадыров Р. И., Хусаинов Р. Р., Гильманова Д. М. Геохимическая характеристика казанских эвапоритовых пород на востоке Русской плиты // Георесурсы. 2013. № 2. С. 26-29.

Кадыров Р.. И. Литогенетические особенности Сюкеевского месторождения гипса, Республика Татарстан. Дисс. на соис. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Казань: КФУ, 2014. 139 с.

Сунгатуллин Р. Х. Изотопный состав ($\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$) доломитов из пермских эвапоритовых толщ востока Русской плиты (на примере Сюкеевского месторождения гипса) / Р. Х. Сунгатуллин, В. Н. Кулешов, Р. И. Кадыров// Литология и полезные ископаемые. – 2014. – № 5. – С. 432-442.

Сунгатуллин Р. Х. Строение и условия разработки Сюкеевского месторождения гипса / Р. Х. Сунгатуллин, Р. И. Кадыров, А. Н. Тюрин, С. В. Игнатьев // Ученые записки Казанского университета. Естественные науки. – 2011. – Т. 153. Кн. 3. – С. 247-261.

Хендерсон П. Неорганическая геохимия: Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 335 с.

Klein R. T., Lohmann K. C., Thayer C. W. Bivalve skeletons record sea-surface temperature and $\delta^{18}O$ ratious // Geology. 1996. Vol. 24. № 5. P. 415–418.

Physico-chemical studies of gypsum deposits Middle Volga region

Sungatullin R. H.[1], Kadyrov R. I.[1], Ibatullina A.I.[1], Sungatullina G. M.[1]

1 - Kazan (Volga Region) Federal University. Russia, 420008, Kazan, Kremlevskaya St., 18, Rafael.Sungatullin@kpfu.ru.

The study of gypsum and dolomite from Kamsko-Ustinsky and Syukeyevsky deposits in the Middle Volga region using a complex of precision methods (electron microscopy, lithogeochemistry, isotopy, electron paramagnetic resonance) allowed to obtain quantitative parameters of paleo-conditions of rock formation in the Late Kazan evaporite basin with the construction of models of productive gypsum beds.

Keywords: gypsum, deposit, Volga River. Volga

УДК 552.5:550.4

Литолого-геохимическая характеристика эталонных пермо-карбоновых разрезов Южного Урала

Сунгатуллина Г.М.[1], Сунгатуллин Р.Х.[1], Мизенс Г.А.[2], Нургалиева Н.Г.[1]

1 – Казанский (Приволжский) федеральный университет. Россия, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18, Guzel.Sungatullina@kpfu.ru, Rafael.Sungatullin@kpfu.ru, nurgal07@mail.ru

2 – Институт геологии и геохимии УрО РАН. Россия, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,mizens@igg.uran.ru

Эталонные разрезы на границах ярусов каменноугольной и пермской систем на территории Республики Башкортостан относятся к наиболее изученным в мире. Здесь выполнены детальные биостратиграфические исследования, которые, наряду с литологическими, палеомагнитными и радиоизотопными данными, позволили 2 разрезам (Усолка и Дальний Тюлькас) получить статус «золотых гвоздей». В последнее время проведены детальные литолого-геохимические исследования, основные результаты которых дополняют информацию по реконструкции палеообстановок на границе карбона и перми.

Ключевые слова: геохимия, «золотые гвозди», Южный Урал

Более 30 лет Международная комиссия по стратиграфии проводит работы по установлению эталонных разрезов нижних границ ярусов Международной стратиграфической шкалы (МСШ). Такие эталонные разрезы получили название «золотых гвоздей», а процедура их выбора и установления названа концепцией GSSP (Global Stratotype Section and Point) – Глобальный стратотипический разрез и точка. К настоящему времени установлено более 2/3 ярусных границ GSSP для фанерозоя. Подобные работы проводятсяна территории Российской Федерации, и, в основном, они сосредоточены на границах ярусов каменноугольной и пермской систем, эталонные разрезы большинства из которых находятся на территории Республики Башкортостан (таблица 1). В настоящее время шесть из девяти ярусов перми имеют «золотые гвозди»: 3 из них расположены в США, по 2 – в России и Китае, 1 – в Казахстане. В каменноугольной системе из семиярусов для трех установлены «золотые гвозди» в США, Китае и Франции.

Табл. 1. Утвержденные разрезы и кандидаты GSSP в Республике Башкортостан

Ярус, его нижняя граница	Разрез GSSP (год утверж-дения)	Кандидат на роль разреза GSSP	Местоположение разреза
Кунгурский		Мечетлино	Правый берег р. Юрюзань, у с. Мечетлино
Артинский	Дальний Тюлькас (2022)		Правый берег р. Дальний Тюлькас по дороге с. Красноусольский - д. Ташла
Сакмарский	Усолка(2018)		Правый берег р. Усолка, у санатория Красноусольский
Гжельский		Усолка	Правый берег р. Усолка, у санатория «Красноусольский»
Московский		Басу	Придорожный карьер известняка по трассе Уфа–Белорецк, правый берег р. Басу
Серпуховский		Верхняя Кардаиловка	Правый берег р. Урал, Баймакский район

Разрезы-кандидаты GSSP должны отвечать определенным требованиям, основными из которых являются отсутствие перерывов в осадконакоплении, морской генезис пород, наличие разнообразных быстро эволюционирующих органических остатков организмов, которые позволяют проводить глобальные корреляции (Kotlyar et al., 2016). В карбоне и перми подобными фоссилиями являются конодонты. Породы эталонного разреза должны быть пригодны для проведения магнито- и хемостратиграфических исследований, радиоизотопного датирования, а сами разрезы доступными с развитой инфраструкутрой, презентабельнымии желательно охраняемыми. Вышеперечисленными качествами в полной мере обладают эталонные разрезы ярусов нижней перми, расположенные в Республике Башкортостан — это разрезы Усолка (GSSP сакмарского яруса) и Дальний Тюлькас (GSSP артинского яруса). Кроме них кандидатами GSSP являются разрезы Мечетлино (кандидат GSSP кунгурского яруса) и Усолка (кандидат GSSP касимовского и гжельского ярусов). Изучением вышеуказанных разрезов более 30 лет занимаются сотрудники Института геологии и геохимии УрО

РАН, г. Екатеринбург (Мизенс, 1997; Чувашов и др., 1990). Результат их труда совместно с работой геологов и палеонтологов из других регионов России, а также зарубежных коллег, увенчался большим достижением отечественной геологической науки: в период с 2018 по 2022 г. прошли ратификации в качестве мировых эталонов нижних границ сакмарского яруса (в разрезе Усолка) и артинского яруса (в разрезе Дальний Тюлькас). Это первые «золотые гвозди» в России.

Краткая характеристика разрезов.

Разрез Усолка относится к флишевым образованиям карбонатно-глинисто-кремнистого состава с прослоями вулканических туфов. Он характеризуется непрерывностью седиментации, хорошо обнажен; детально изучен в биостратиграфическом и литологическом аспектах; здесь проведено абсолютное датирование цирконов из пепловых горизонтов (Schmitz, Davydov, 2012). Усолка относится к разрезам конденсированного типа, где моноклинально на расстоянии 150 м представлен интервал геологического времени около 15 млн. лет (от низов московского яруса среднего карбона до середины сакмарского яруса нижней перми). Осенью 2019 г. на разрезе выполнена масштабная механизированная расчистка, которая полностью обнажила, в частности, верхнекаменноугольные отложения, что позволило провести отбор проб для изотопных исследований и определения геохимического состава пород.

Разрез Дальний Тюлькас представлен серией тонкослоистых терригенно-карбонатных пород сакмарского и артинского ярусов. По всему разрезу распространены многочисленные растительные остатки, встречается чешуя рыб, в карбонатно-глинистых породах много радиолярий. Органогенно-обломочные известняки содержат конодонты, радиолярии, фрагменты члеников криноидей, аммониты, обломки раковин брахиопод, мшанок, встречаются как мелкие и крупные (фузулиниды) фораминиферы (Chernykh et al., 2022).

Разрез Мечетлино сложен турбидитами силикатного, реже - карбонатного состава, залегающими средифоновых глинистых, карбонатно-глинистыхи песчано-глинистых пород. В разрезе присутствуют многочисленные и разнообразные органические остатки (фораминиферы, водорослей, криноидеи, брахиоподы, мшанки), много растительных остатков, преимущественно каламитов. Карбонаты представлены органогенно-детритовыми известняками с конодонтами, фрагментами мшанок, криноидей, иглами морских ежей, брахиоподами, фораминиферы, водоросли, спикулы губок, встречаются аммониты (Afanasieva et al., 2022; Chernykh et al., 2012, 2020).

Геохимические исследования разрезов.

Литогеохимия и изотопия проведены для всех вышеупомянутых разрезов. Кластерный анализ геохимических результатов выявил четкую дифференциацию «морской» и «терригенной» групп элементов (Мизенс и др., 2018). В первую входят Ca, Mg, Sr, Ba, Mn, Cl, вторую группу формируют Si, Fe, Ti, Al, Na, K и малые элементы – P, Cu, Zn, Rb, Zr. Некоторые элементы фиксируют стратиграфические границы в разрезах. Так, в разрезе Усолка на границе касимовского и гжельского ярусов содержания Y и Zr уменьшаются, а содержание Sr увеличивается. На границе московского и касимовского, а также на границе касимовского и гжельского происходит уменьшение содержаний Fe, Cr, Ni, а содержание Mn, увеличивается. Исследованные отложения формировались в условиях аридного климата; при этом для разреза Мечетлино (артинско-кунгурская граница) характерна бóльшая аридизация. По значениям индекса химического выветривания (CIA) условия осадконакопления и характер размываемых пород в области сноса оставались относительно постоянными. Это является положительным моментом при рассмотрении разрезов в качестве эталонных объектов GSSP.

Изотопные данные являются важным элементом литолого-стратиграфических исследований. В частности, изучение эталонных разрезов как кандидатов GSSP или «золотые гвозди» сопровождается определением содержаний стабильных изотопов (обычно $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$) и органического углерода (Сорг.) и возможностью глобальной геохимической корреляции.

При совместном анализе распределений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ для верхнекаменноугольных пород разреза Усолка выделены 2 области. Первая область ($\delta^{13}C$ от -4.54 до -8.25 ‰, $\delta^{18}O$ от 1.87 до -5.67 ‰) включает карбонаты с небольшим содержанием глинистого материала, вторая область ($\delta^{13}C$ от -7.73 до -10.18 ‰, $\delta^{18}O$ от 0.72 до -15.54 ‰) – это известняки и известковистые доломиты. Определения изотопного состава углерода и кислорода по разрезу Дальний Тюлькас (сакмарский и артинский ярусы) идентифицируют резкий позитивный сдвиг значений $\delta^{13}C$ от значения -9.6‰ до -3.6‰ (амплитуда изменения составляет 6‰). Этот сдвиг сопоставим с положительным выбросом от -11.7‰ до -2.2‰ (амплитуда 9.5‰) в приподошвенной части артинского яруса (Zeng et al., 2012).

Аномально низкие значения стабильных изотопов в разрезах Усолка и Дальний Тюлькас подтверждают ранее полученные в лабораториях США, Китая и России результаты для Предуралья (Nelson, Ritter, 1999; Zeng et al., 2012; Сунгатуллина и др., 2014). Причинами отрицательных аномалий для $\delta^{13}C$ могли быть глубоководные условия осадконакопления и наличие метановых выбросов на дне морского палеобассейна [Zeng et al., 2012], гондванское оледенение с уменьшением минерализации морских вод, тектонические особенности, а также внешние космические события и метеоритные бомбардировки (Сунгатуллин и др., 2017) или совместное действие всех перечисленных причин.

Впервые проведены исследования по изотопии органическому углероду ($\delta^{13}C_{орг}$) эталонных разрезов. Так, по результатам 124 образцов в разрезе Дальний Тюлькас установлено, что диапазон значений $\delta^{13}C_{орг.}$ изменяется от –29,33 до –21,70 ‰ при среднем значении –25,81 ‰, что в целом характерно для пермских разрезов. Анализ изотопных данных по данному разрезу позволяет различать здесь 7 изотопно-углеродных зон: 4 зоны в верхней части сакмарского яруса и 3 зоны в нижней части артинского яруса. Границы зон проводятся в основном по наиболее высоким значениям $\delta^{13}C_{орг.}$ (~ –25 - –22 ‰). Выделенные изотопно-углеродные зоны, по-видимому, отражают цикличность флишевой толщи приграничного интервала. При этом спокойная морская обстановка осадконакопления со стабильными климатическими, тектоническими и гидрологическими условиями характеризуется значениями $\delta^{13}C_{орг.}$ в диапазоне -24 – -28 ‰. В слое 9-3 (низы артинского яруса) обнаружена негативная аномалия $\delta^{13}C_{орг.}$ = –42,42 ‰, которую можно использовать в качестве изотопного маркера при корреляции приграничных сакмарско-артинских разрезов. Происхождение данной аномалии возможно связано с наличием крупных карбонатных конкреций (размером до 30-40 см) в основании артинских отложений.

В разрезе Мечетлино по данным 36 образцов выявлено, что $\delta^{13}C_{орг.}$ изменяется от -31,34 до –21,75 ‰ при среднем значении –23,96 ‰. Здесь выделено 10 изотопно-углеродных зон, границы которых проводятся в основном по наиболее высоким значениям $\delta^{13}C_{орг.}$ (~ –22‰). В верхней части артинского яруса отмечаются устойчиво стабильные значения $\delta^{13}C_{орг.}$ в диапазоне -22 – -26‰, что отвечает спокойной морской обстановке осадконакопления со стабильными климатическими, тектоническими и гидрологическими условиями, что находит подтверждение в большом разнообразии фауны. Существенная негативная аномалия со значением $\delta^{13}C_{орг.}$ = –31,34‰ расположена в 1,7 м выше нижней границы кунгурского яруса и может быть использована в качестве изотопного маркера при корреляции разрезов. Происхождение данной аномалии возможно связано с началом аридизации климата и гибелью наземной растительности. Это находит подтверждение в привносе в морской бассейн изучаемого района в раннем кунгуре большого количества растительных остатков (стебли, обрывки, семена).

Таким образом, геохимическая характеристика пород и содержания стабильных изотопов (особенно углерода) в эталонных разрезах помогают расчленению флишевых толщ, обнаружению приграничных аномалий для проведения геохимической корреляции, а также дополняют информацию по реконструкции палеообстановок на границе карбона и перми.

Литература

Мизенс Г. А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала / Г. А. Мизенс.– Екатеринбург: УрО РАН, 1997. – 230 с.

Мизенс Г. А. Геохимическая характеристика эталонных разрезов приуральского отдела пермской системы / Г. А. Мизенс, Р. Х. Сунгатуллин, Г. М. Сунгатуллина, Б. И. Гареев, Г. А. Баталин, Ф. Ф. Садриев // Литосфера. – 2018. – Т. 18. № 6. – С. 819-838.

Сунгатуллин Р. Х., Сунгатуллина Г. М., Закиров М. И., Цельмович В. А., Глухов М. С., Бахтин А. И., Осин Ю. Н., Воробьев В. В. Микросферы космического происхождения в каменноугольных породах разреза Усолка, Предуральский прогиб // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 1. С. 74-85.

Сунгатуллина Г. М., Сунгатуллин Р. Х., Закиров М. И., Гареев Б. И., Баталин Г. А. Изотопный состав углерода каменноугольных отложений разреза Усолка, Южный Урал // Вестник Воронежского гос. ун-та. Сер. геол. 2014. № 4. С. 13—16.

Чувашов Б.И. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми центральной части Бельской впадины / Б. И. Чувашов, Г. В. Дюпина, Г. А. Мизенс, В. В. Черных – Свердловск: УрО АН СССР, 1990. – 402 с.

Afanasieva M. S. Radiolarians, Conodonts, and Palynomorphs from the Sakmarian–Artinskian Boundary Beds (Lower Permian) in the Dal'ny Tulkas Section, South Urals, Russia / M. S. Afanasieva, V. V. Chernykh, G. M. Sungatullina, R. Kh. Sungatullin, D. V. Zbukova // Paleontological Journal. - 2022. - V. 56, no. 9. - P. 975–1025.

Chernykh V. V. Mechetlino Section: A candidate for the Global Stratotype and Point (GSSP) of the Kungurian Stage (Cisuralian, Lower Permian) / V. V. Chernykh, B. I. Chuvashov, V. I. Davydov, M. D. Schmitz// Permophiles. –2012. –№ 56. P. 21–34.

Chernykh V. V. Multidisciplinary study of the Mechetlino Quarry section (Southern Urals, Russia) – The GSSP candidate for the base of the Kungurian Stage (Lower Permian) / V. V. Chernykh, G. V. Kotlyar, B. I. Chuvashov, R. V. Kutygin, T. V. Filimonova, G. M. Sungatullina, G. A. Mizens, R. Kh. Sungatullin, T. N. Isakova, M. S. Boiko, A. O. Ivanov, N. G. Nurgalieva, Y. P. Balabanov, E. V. Mychko, B. I. Gareev, G. A. Batalin // Palaeoworld. – 2020. – Vol. 29, Is. 2. – P. 325-352.

Chernykh V. V. Final proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Artinskian Stage (LowerPermian) / V. V. Chernykh, Ch. M. Henderson, R. V. Kutygin, T. V. Filimonova, G. M. Sungatullina, M. S. Afanasieva, T. N. Isakova, R. Kh. Sungatullin, M. H. Stephenson, L. Angiolini, B. I. Chuvashov // Permophiles. – 2022. – V. 72. – P. 14-48.

Kotlyar G. GSSPs for the Permian Cisuralian Series stages / G. Kotlyar, G. Sungatullina, R. Sungatullin // Permophiles. – 2016. – № 63. – P. 32–37.

Nelson S.T., Ritter S.M. A large carbon isotope anomaly at the Carboniferous–Permian boundary: the Usolka River section of Russia / S.T. Nelson, S. M. Ritter // Permophiles, 1999. V. 33, P. 19–21.

Schmitz M.D. Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration of the Pennsylvanian–Early Permian (Cisuralian) time scale and pan-Euramerican chronostratigraphic correlation / M. D. Schmitz, V. I. Davydov // Geological Society of America Bulletin. - 2012. - V. 124, № 3-4. - P. 549-577.

Zeng J. Carbon isotope stratigraphy and implications of paleoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the southern Urals, Russia / J. Zeng, C. C. Cao, V. I. Davydov, S. Shen // Gondwana Research. – 2012. – 21. – Is. 2-3. – P. 601-610.

Lithologic and geochemical characterization reference Permo-Carboniferous sections of the Southern Urals

Sungatullina G.M.[1], Sungatullin R.H.[1], Mizens G.A.[2], Nurgalieva N.G.[1]

1 - Kazan (Volga Region) Federal University. Russia, 420008, Kazan, Kremlevskaya St., 18, Guzel.Sungatullina@kpfu.ru, Rafael.Sungatullin@kpfu.ru, nurgal07@mail.ru.

2 - Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. Russia, 620016, Ekaterinburg, Akad. Vonsovsky St., 15, mizens@igg.uran.ru.

Reference sections at the boundaries of the Carboniferous and Permian systems on the territory of the Republic of Bashkortostan are among the most studied in the world. Detailed biostratigraphic studies have been carried out here, which, along with lithologic, paleomagnetic and radioisotope data, allowed 2 sections (Usolka and Dalneye Tulkas) to receive the status of "golden nails". Recently, detailed lithologic-geochemical studies have been carried out, the main results of which supplement information on the reconstruction of paleoenvironments at the Carboniferous-Permian boundary.

Keywords: geochemistry, "gold nails", Southern Urals

УДК 552.54

Литологическая характеристика верхневендских карбонатных отложений кудулахской свиты Березовской впадины

Сухих А.О.

Национальный исследовательский Томский государственный университет. Россия, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, alina.sukhikh96@gmail.com

Рассматриваются петрографические и литогенетические особенности верхневендских пород кудулахской свиты Березовской впадины Предпатомского прогиба. По текстурному описанию пород кудулахской свиты был построен литологический разрез. Проведено петрографическое описание пород, которое позволило определить их структуру, наличие и характеристику вторичных изменений.

Ключевые слова: литогенетический тип, венд, Березовская впадина.

Березовская впадина, входит в состав Предпатомского прогиба и находится в его восточной части. Сам Предпатомский краевой прогиб находится на границе Сибирской платформы и Байкало-Патомской складчатой области (Фадеева и др., 2021). По нефтегазогеологическому районированию прогиб относится к Предпатомской нефтегазоносной области (НГО) Лено-Тунгуской нефтегазоносной провинции (НГП) (Вотяков, 2013). Впадина сложена мощной толщей терригенно-карбонатных отложений рифея, венда, кембрия, а также маломощными толщами ордовика, юры и четвертичного возраста.

Кудулахская свита - толща карбонатных пород, которая в пределах Березовской зоны Предпатомского фациального района, имеет мощность в пределах 115-190 м и сложена доломитами, доломитами глинистыми, известняками, мергелями доломитовыми серыми, прослоями аргиллитов (Мельников, 2008). Образцы кудулахской свиты были отобраны на Средне-Ленской площади в северо-восточной части Березовской впадины. По макроописанию пород кудулахской свиты был построен литологический разрез мощностью 110 м (616-726 м) (рис. 2). Проведено петрографическое описание пород, которое позволило определить их структуру, наличие и характеристику вторичных изменений.

В пределах исследуемого разреза для кудулахской свиты были выделены следующие литогенетические типы. Их характеристика, а также предполагаемые условия осадконакопления, будут приведены ниже.

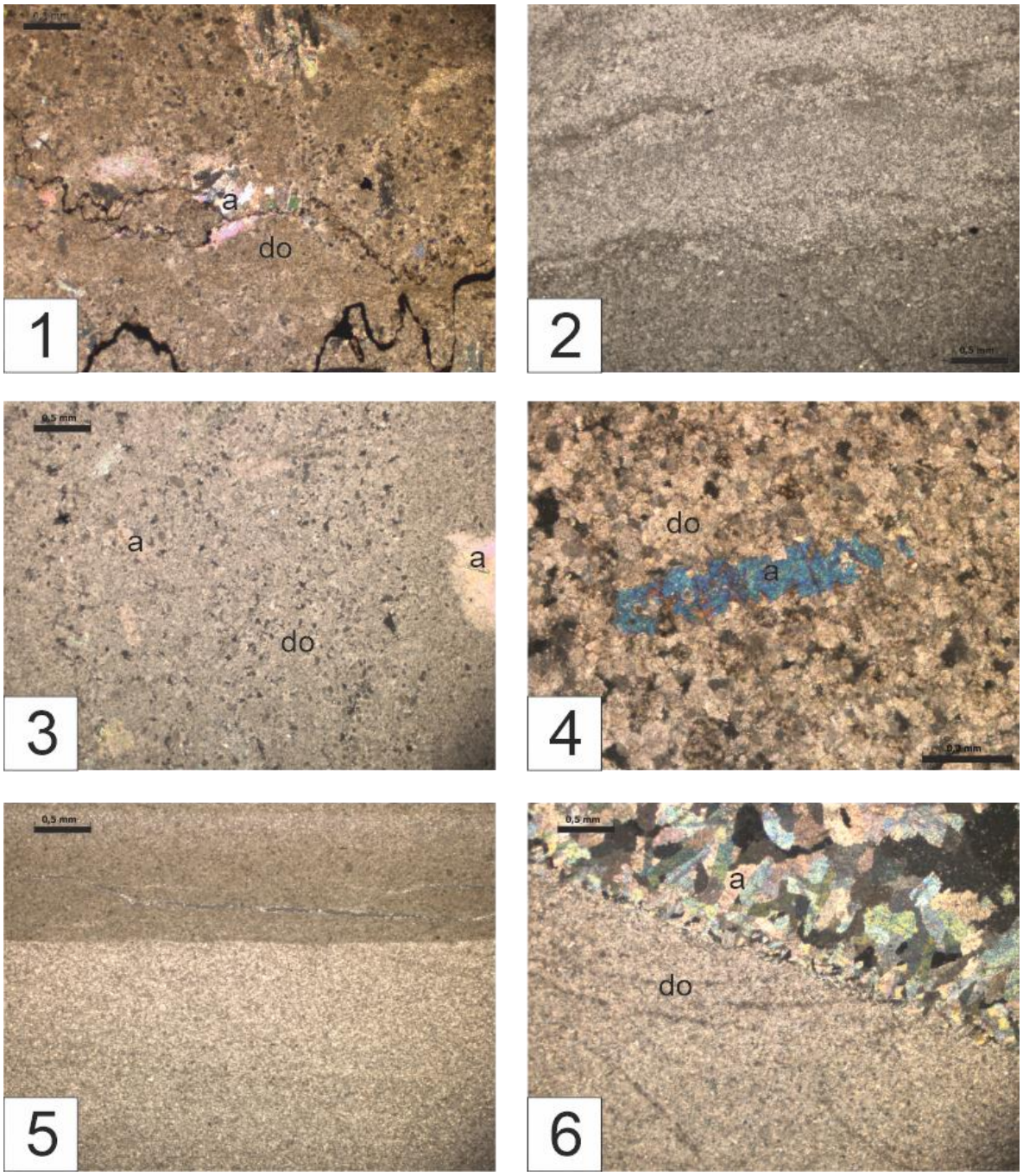


Рис. 1. Фотографии шлифов при одном николе

Под номерами: 1 – доломит микровитолитовый, ангидритизация по стилолитовым швам; 2 - доломит строматолитовый; 3 - известняк микрофитолитовый; 4 - доломит глинистый; 5 – доломит ангидритизированный; 6 - ангидрит сингенетический в доломите. Условные обозначения: do – доломит; a – ангидрит

1) Доломиты микрофитолитовые. Цвет серый, буровато-серый. Текстура соистая, местами слабо выраженная, массивная, на некоторых участках породы пятнистые. Слоистость выражена из-за присутствия тонких слойков черного цвета, заполненных предположительно глинистым материалом с высоким содержанием органического вещества. В шлифе серый с бурым оттенком неравномерно-разнозернистый, пятнистая текстура объясняется присутствием различной формы и размеров органических образований неясной принадлежности. Отмечено присутствие сейчений микрофитолитов: предположительно синезеленых водорослей. В шлифе присутствует ангидрит, для

которого характерны яркие цвета интерференции: розовый, голубой, зеленый, кристаллы имеют вытянутую призматическую форму и распространены вдоль трещины, что говорит о возможном постседиментационном характере (рис. 1.1). Осадконакопление происходило в условиях очень мелководного шельфа, прибрежно-морских условиях.

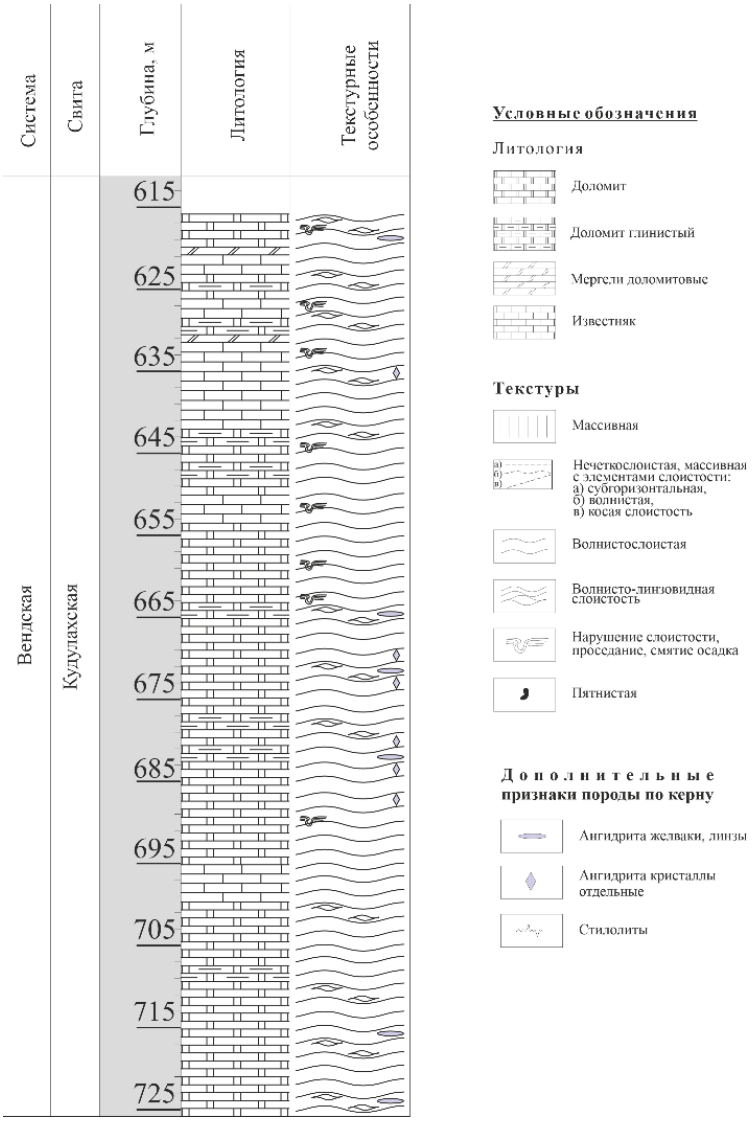


Рис. 2. Литолого-стратиграфические схемы кудулахской свиты Средне-Ленской площади в северо-восточной части Березовской впадины Предпатомского прогиба

2) Доломиты строматолитовые. Цвет бурый. Текстура слоистая, тонко волнистая, невыдержанная, строматолитовая. Часто нарушена следами взмучивания. Присутствуют частые небольшие включения минерала ангидрита. В шлифе невыдержанная линзовидная и волнистослоистая текстура, доломит тонкозернистый, равнозернистый, однородный (рис. 1.2). Осадконакопление происходило в условиях очень мелководного шельфа, прибрежно-морских условиях.

3) Известняк микрофитолитовый. Цвет серый. Текстура массивная. Присутствуют прожилки ангидритовые, широко развиты стилолитовые швы, заполненные предположительно глинистым веществом с примесью органического вещества, дающего темно-серый, до черного цвет. В шлифе разнозернистый, однородный, сильно ангидритизированный. Породы содержат многочисленные небольшие сечения предположительно кустиков синезеленой водоросли (рис. 1.3). Кристаллы ангидрита с не насыщенными цветами интерференции, розоватого-голубоватого оттенка. У кристаллов нечеткие формы граней от 0,3 до 0,5 мм размером, возможно имеют сингенетическую природу (рис. 1.4). Осадконакопление происходило в приливно-отливных равнинах и других участках мелководного моря.

4) Доломит глинистый. Цвет серый. Текстура слоистая, линзовидная, невыдержанная, волнистая. В шлифе доломит тонкозернистый, однородный, слоистость субгоризонтальная, неравномерная по толщине, подчеркнута материалом более темного цвета, за счет повышенного количества глинистой

примеси (рис. 1.5). Местами для пород характерна сильная ангидритизация (рис. 1.6). Обстановки осадконакопления соответствует лагунным участкам.

Литература

Вотяков Р.В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Березовской впадины (Восточная часть Предпатомской нефтегазоносной области) / Р.В. Вотяков // Геология нефти и газа. – 2013. – № 2. – С. 15-21.

Мельников Н. В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия, история развития). – Изд-во СНИИГГиМС, 2018.

Фадеева Н.П., Морозов Н.В., Бакай Е.А., Фролов С.В. Геохимические предпосылки нефтегазоносности Березовской впадины (Восточная Сибирь). // Н.П. Фадеева, Н.В. Морозов, Е.А. Бакай, С.В. Фролов. Георесурсы. – 2021. – №2. – С. 44–55.

Lithological characteristics of the Lower Cambrian carbonate deposits of the upper subformations of the Bilir Formation of the Berezovskaya depression

Sukhikh A.O.

National research Tomsk state university. Russia, 634050, Tomsk, Lenin Ave., 36, dan1lkochergin@yandex.ru; alina.sukhikh96@gmail.com

The petrographic and lithologenetic peculiarities of the Upper Vendian deposits of the Kudulakh Formation of the Berezovskaya depression of the Pre-Patom trough are analyzed. Lithological section was constructed according to the description of structure of the Kudulah Formation. A petrographic description of the rocks helped to determine their structure and characteristics of secondary changes.

Keywords: lithologenetic type, Vendian, Berezovskaya depression

УДК 550.84:553.982(470.13)

Условия формирования природных резервуаров в триасовых отложениях Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции

Тимонина Н.Н.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54, ntimonina@geo.komisc.ru

В настоящее время для рациональной разработки месторождений требуется детальная характеристика факторов неоднородности, контролирующих особенности строения и потенциальной нефтеносности продуктивных горизонтов на различных уровнях как в масштабе месторождения, так и в масштабе залежей. Анализ состава и строения залежей, приуроченных к нижнетриасовым отложениям, показал исключительную сложность их строения, обусловленную резкой невыдержанностью как по вертикали, так и по латерали. Проведенные исследования позволили обосновать выделение природных резервуаров аллювиального происхождения, детализировать строение песчаных тел, проанализировать вещественный состав песчаников, показать, что высокая изменчивость состава и структуры минералов цемента пород коллекторов связана с локальными фациально-палеогеографическими обстановками осадконакопления.

Условия седиментации определили гранулометрический состав и окатанность обломков, степень их сортировки, соответственно, конфигурацию и размеры первичных межзерновых пор, наиболее благоприятными емкостными свойствами отличаются отложения, относящиеся к базальным пластам нижней толщи триасовых отложений рассматриваемой территории. Преимущественно глинистые отложения, образовавшиеся в условиях внутренней части поймы, могут выполнять роль локальных покрышек. Постседиментационные преобразования привели к изменению первичного пустотного пространства: процессы уплотнения, цементации, регенерации способствовали его сокращению, а растворение – увеличению за счет образования внутризерновых микропор перекристаллизованного глинистого цемента.

Ключевые слова: условия осадконакопления, коллекторские свойства, природные резервуары

На севере Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции к терригенным отложениям раннетриасового возраста приурочен ряд месторождений нефти и газа: Варандейское, Торавейское, Коровинское, Кумжинское и ряд других. Большое разнообразие залежей, различающихся по размеру, внутреннему строению, мощности, коллекторских свойств пород обуславливают необходимость выявления закономерностей изменения литологических и петрофизических характеристик продуктивных пластов для прогноза распространения зон коллекторов высокого качества. Изучению триасовых отложений посвящены работы таких исследователей как В.И.Чалышев (1960), Л. В. Удовиченко (1986), И.З. Калантар, С.Д. Танасова (1988), Е.Д. Мораховская (2000), А.И. Киричкова (2013) и ряд других.

Целью исследований явилось выявление особенностей формирования природных резервуаров, приуроченных к отложениям нижнего триаса, в ходе работы проводилось изучение литолого-структурных особенностей строения, выявление литологических факторов, контролирующих потенциальную нефтеносность с учетом их локальной неоднородности.

В основу работы легли результаты геолого-геофизического исследования скважин, пробуренных в пределах ряда перспективных площадей и месторождений. Изучение литологического состава и строения отложений с привлечением геолого-геофизических материалов позволили провести фациальные реконструкции продуктивных пластов и подтвердить аллювиальный генезис отложений, а также выделить русловые и пойменные макрофации. К первым отнесены фации пристрежневой части русла, прирусловой отмели, прирусловых валов и внутренней части поймы. Образования стрежневой фации имеют подчиненное значение и небольшие толщины, они тяготеют к нижним частям песчаного тела и сложены наиболее крупными обломками кремня, кварца, изверженных пород и глин, как принесенных течением реки в периоды паводков, так и образовавшихся из коренных пород русла. Эти отложения приурочены к зоне наиболее интенсивного размыва русла реки и связаны с самой быстрой частью потока, их мощность редко превышает 0,2-0,5 м. Отложения пристрежневой части русла и прирусловой отмели заполняют всю осевую и прилегающие к ней части руслового вреза, то есть между стрежневой зоной и внешней частью поймы в зоне постепенного ослабления скорости турбулентного потока. Они представлены средне- и крупнозернистыми песчаниками с крупной однонаправленно косослоистой текстурой. Зона прирусловой отмели характеризуется более спокойной гидродинамической обстановкой, где шло накопление мелкозернистых песков, иногда с прослоями алевролитов. Для них характерна мелкая косослоистая текстура, переходящая в горизонтальнослоистую.

Фация прирусловых валов представлена мелкозернистыми песками со слабовыраженной слоистостью. Для них характерны следующие особенности: переслаивание глинистых и песчаных прослоев по вертикали, наличие остаточных галечников, образовавшихся во время сильных паводков, мелкая косая однонаправленная и горизонтальная слоистость, заполненные алевритовым материалом трещины усыхания в глинах, процессы брекчирования, образования мелких складок. Отмечается обогащение песчаников зернами темноцветных рудных минералов. Песчаное тело имеет плоскую нижнюю и выпуклую верхнюю поверхность, мощность его 0,5-2,5 м, а ширина варьирует от 3 до 25 м. На каротажных диаграммах самопроизвольной поляризации (ПС) выделяется в форме прямоугольного треугольника, расположенного в зоне отрицательных аномалий: кровельная линия наклонена, подошва — горизонтальная (Муромцев, 1984).

Отложения фации песков разливов развиты в зоне перехода от внешней (песчаной) части поймы к ее внутренней и представлены мелкозернистыми песками и алевролитами с мелкой косослоистой текстурой, слоистостью ряби течений или мульдообразной слоистостью. Мощность отложений 0,2-2,5 м, нижняя поверхность тела — горизонтальная, верхняя — полого наклонена в сторону русла. Многие исследователи выделяют также отложения расщелин [Коллинсон, 1991]. Мощность этих тел варьирует от десятков сантиметров до нескольких метров, сложены они более грубозернистыми осадками, чем ассоциирующие с ними отложения прирусловых валов. Мелкая косослоистая текстура и слоистость восходящей ряби получили широкое распространение в рассматриваемых отложениях.

Фация внутренней части поймы (Селли, 1989) приурочена к самым нижним участкам пойм, представляющих плохо дренированные низменные области, где отлагались мелкозернистые алевролиты и глины; текстуры горизонтальнослоистые или неясные тонкослоистые. Широкое распространение аолучили почвенные слои с нарушенной слоистостью, трещинами усыхания, заполненные алевритовым материалом. Для данных отложений характерны вертикальные трещины и полости, заполненными крупнокристаллическим кальцитом и, вероятно, являющиеся остатками корневой системы. На каротажных диаграммах самопроизвольной поляризации эти тела выражены в виде треугольника, образованного горизонтальной кровельной и наклонной интенсивно расчлененной подошвенной линией.

В результате исследований установлено, что содержание тяжелой фракции в триасовых песчаниках варьирует от 0,1 до 0,6%. В ее составе широко представлены такие минералы как эпидот, магнетит, хромшпинелиды, ильменит, лейкоксен, рутил, титанит, гранат и т.д. Специфической особенностью триасовых отложений является высокое содержание в тяжелой фракции минералов

группы эпидота, максимальное содержание минералов этой группы характерно для нижнего триаса, в среднетриасовых образованиях доля их значительно падает, при этом возрастает роль устойчивых минералов (граната, циркона, турмалина и др.). Эпидот встречается в виде неправильных изометричных зерен желтовато-зеленого цвета с яркой аномальной интерференционной окраской. Для исследуемой части разреза установлено высокое содержание этого минерала в песчаниках третьего продуктивного пласта – 3413 г/т. Как правило, отмечается обогащение этим минералом мелкозернистых песчаников с горизонтально-слоистой структурой, что может быть обусловлено гидродинамическими особенностями среды осадконакопления. Источником могли служить метаморфические породы, выведенные на поверхность в результате активизации тектонических движений.

Минералы группы ильменита тяготеют к мелкозернистым песчаникам и встречается в ассоциации с магнетитом, эпидотом, сфеном и другими минералами тяжелой фракции. В песчаниках преобладает альмандиновый гранат, при этом на долю гроссуляровой составляющей приходится от 10 до 28%, пиропа - от 7 до 21%, спессартина – от 3 до 21%. Источником гранатов, скорее всего, были породы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Как считает рад исследователей, в позднепермско-триасовое время в пределах Печорской плиты резко проявились дифференциация и тектоническая активность, при этом структурформирующие движения были сопряжены с глубокими размывами подстилающих отложений.

Как показывают проведенные исследования, обогащение песчаников теми или иными минеральными зернами обусловлено не только составом размываемых пород, но и гидродинамикой потока, а также способом переноса обломочного материала. По мере увеличении динамической сортировки осадков росло содержание железо-титанового шлиха, а также отношение «полевые шпаты/слюды» - за счет отмывки из песков легких слюд. Это явление может служить в качестве минералого-геохимического критерия при фациальной диагностике древних толщ.

Особенности распределения минералов тяжелой фракции можно использовать для реконструкции обстановок осадконакопления, учитывая их физико-химические свойства, распределение минералов по фракциям, их устойчивость в процессе транспортировки.

По коллекторским свойствам нижнетриасовые песчаники неоднородны. В результате проведенных исследований было выделено несколько классов коллекторов. При этом наибольшее распространение получили коллекторы III-V классов (Ханин, 1976). К высокоемким коллекторам отнесены крупно- и среднезернистые песчаники, образовавшиеся в русловых условиях и характеризующиеся невысоким содержанием цемента преимущественно каолинитового или хлоритового состава. Коллекторы III-IV класса представлены мелко- и среднезернистыми песчаниками с поровым цементом гидрослюдисто-хлорит-монтмориллонитового состава или поровым каолинитом. К низкоемким коллекторам V-VI класса относятся мелкозернистые песчаники и алевролиты, сформировавшиеся в пойменных условиях и отличающиеся высоким содержанием минералов группы смектита в составе цемента.

Литература

Калантар И.З., Танасова С.Д. Фациальные критерии при стратификации континтальных отложений триаса // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции / Л: Недра. - 1988. С. 127-134.

Киричкова А.И. Стратотипические и опорные разрезы нижнего триаса Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции: литология, фациальные особенности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2013. -Т. 8. - Т4.http://ngtp.ru/rub/2/45_2013.pdf

Мораховская Е.Д. Триас Тимано-Уральского региона (опорные разрезы, стратиграфия, корреляция) // Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. СПб: ВНИГРИ, 2000. Вып. 1. 80 с.

Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. - Л.: Недра, 1984. - 260 с.

Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. - М.: Недра, 1989. - 294 с.

Удовиченко Л.А. Структурно-вещественные комплексы и перспективы нефтегазоносности нижнего триаса Тимано-Печорской провинции // Закономерности размещения зон нефтегазонакопления в Тимано-Печорской провинции. – Л.: ВНИГРИ, 1986. – С. 66-73.

Ханин А.А. Петрофизика нефтяных и газовых пластов. М.: Недра, 1976. 259 с.

Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Стратиграфия и спорово-пыльцевые комплексы верхнепермских и триасовых отложений Печорского Урала и гряды Чернышева // Геология и полезные ископаемые Северного Урала и Тимана/Сыктывкар.-1960. С.49-58.

Deposition Conditions of Natural Reservoirs in the Triassic Deposits of the Timan-Pechora Oil and Gas Province

Timonina N. N.

Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Pervomayskaya str., 54, Syktyvkar, 167982 Russia, timoninanata@gmail.com

Field development requires a detailed characterization of the heterogeneity factors that control the structural features and potential oil content of productive horizons at various levels, both on the scale of the field and on the scale of deposits. Analysis of the composition and structure of the deposits confined to the Lower Triassic deposits showed the exceptional complexity of its structure, due to a sharp irregularity both vertically and laterally. The studies carried out made it possible to substantiate the identification of natural reservoirs of alluvial origin, to detail the structure of sand bodies, to analyze the material composition of sandstones, to show that the high variability in the composition and structure of cement minerals in reservoir rocks is associated with local facies-paleogeographic sedimentation conditions in a river systemSedimentation conditions determined the granulometric composition and roundness of the clasts, the degree of their sorting, respectively, the configuration and size of the primary intergranular pores, the deposits belonging to the basal layers of the lower sequence of the Triassic deposits of this territory have the most favorable capacitance properties. Predominantly clayey deposits formed under the conditions of the inner part of the floodplain can serve as local seals.

Post-sedimentary transformations have led to a change in the primary void space. The processes of compaction, cementation, regeneration contributed to its reduction, and dissolution - to an increase due to the expansion of intergranular, the formation of intragranular micropores of recrystallized clay cement.

Keywords: environments, reservoir properties, natural reservoirs

УДК 552.54

Особенности окремнения рифейских карбонатных отложений в центральной части Камовского свода

Тихонова К.А.

ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», tihonovakseniya94@mail.ru

Освещены результаты одного из этапов изучения постседиментационных процессов, широко проявленных в карбонатных отложениях рифейского возраста в центральной части Камовского свода. Окремнение так же, как и сульфатизация, выщелачивание и другие постседиментационные процессы, играет важную роль в распределении зон с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами. Рассмотрены вопросы образования, классификации, истории изучения окремнения в доломитах нижней юрубченской подтолщи. Описаны особенности, морфология, минеральный состав кремнистых образований. По результатам стадиального анализа выявлена последовательность образования кремнистых минералов относительно выщелачивания и битуминизации. На основе литологических исследований описана практическая значимость изучения кремнистых образований с точки зрения стратиграфии докембрия, а также выявления перспективных зон для проведения геологоразведочных работ.

Ключевые слова: окремнение, рифей, доломиты

Камовский свод является составной частью Байкитской антеклизы и выделен в юго-западной части Сибирской платформы. Часть залежей углеводородов в пределах рассматриваемой территории связана с рифейским карбонатным комплексом. В интервале среднего рифея выделена нижнеюрубченская подтолща, представленная доломитами в различной степени окремненными, кавернозными, трещиноватыми, сульфатизированными. Выщелачивание и тектоническая трещиноватость являются основными процессами, положительно влияющими на формирование коллекторских свойств в карбонатных породах. Окремнение является сдерживающим фактором выщелачивания, что было подтверждено ранее (Тихонова, 2020). Чем больше толщина окремненных интервалов в керне, тем меньше толщина кавернозных интервалов. С другой стороны, окремнение является усилителем микротрещиноватости. Выявление закономерности, последовательности

проявления постседиментационных процессов и их распространения по площади является актуальной задачей для построения достоверной геологической модели природного резервуара. Кроме этого корректная интерпретация «следов» постседиментационных преобразований влияет на качественный прогноз зон с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами и стратиграфическую корреляцию докембрийских отложений.

Наиболее полная работа по окремнению рифейских отложений Байкитской антеклизы была опубликована в 1997 году А.М. Пустыльниковым и Л.Г. Вакуленко. По результатам литологических исследований (макроописание керна, петрографический анализ, РСА, ИК-спектроскопия, РЭМ, термобарометрия) были определены различные типы выделения кремнезема и стадии их образования. Например, слойки, линзы и желваки внутри водорослевых корочек отнесены к раннедиагенетической стадии литогенеза. К катагенетической стадии отнесены скопления кремнезема, заполняющие полости выщелачивания, а также замещающие форменные элементы и цементирующую массу с полной перекристаллизацией вмещающего доломита (Пустыльников и др., 1997). В работе В.Г. Кузнецова и Н.М. Скобелевой определено пять форм выделения кремнезема по структуре и распределению. Однако в их классификации отсутствует окремнение полостей выщелачивания (Кузнецов и др., 2005). Авторы более поздних исследований (Сауткин, 2016, Васильева, 2017, Кутукова, 2019) ссылаются на ранее представленные работы с небольшими дополнениями.

В изучении кремнистых пород существуют неопределенности в установлении источника кремнесодержащего вещества, его способов осаждения и обстановок накопления. Решением этой проблемы занимались Г.А. Каледа (Каледа, 1956), И.В. Хворова (Хворова, 1968), В.Н. Холодов (Холодов, 1987), Н.М. Страхов (Страхов, 1966), В.Г. Кузнецов (Кузнецов, 2011) и другие. Источником кремнезема в морских водах являются скелеты морских организмов, вулканическая деятельность (пепел, гидротермы) или суша (обломочный кварц). Рассматривая условия осадконакопления в рифейское время, источником кремнезема могли служить обломочные зерна кварца. Жизнедеятельность цианобактерий способствовала увеличению кислотности среды и осаждению магнезиальных соединений, которое возможно только при pH более 9-9.2 (Кузнецов, 2005). Растворимость кремнезема возможна при значениях pH более 6. Снижение pH, необходимое для осаждения кремнезема, возможно при регрессии моря и смешении морской воды с метеорной. В этих условиях кремнезем мог выпадать в осадок и на стадии диагенеза замещать карбонатный материал.

Анализ кремнистых образований выполнен по фотографиям, описанию распиленного керна и петрографических шлифов, выполненных лабораторией седиментологии АО «ТомскНИПИнефть».

Кремнистые образования по керновому материалу можно классифицировать по цвету, интенсивности и морфологии проявления. По петрографическим шлифам возможна классификация по структуре, составу, генезису и характеру расположения относительно других компонент или пустотного пространства. Так же в результате петрографического анализа можно установить особенности кремнистых образований.

По морфологии выделены линзы (образования линзовидной формы с четкими границами), обособления (образования неправильной формы с нечеткими границами), конкреции (образования округлой формы с концентрически-зональным строением), слойки (маломощные удлиненные образования, приуроченные к ламинитовым доломитам, подчеркивающие слоистую текстуру породы), жеоды и секреции (образования, сформированные при минерализации пустот).

По цвету выделены кремнистые образования белого, коричневого, серого, черного цветов, обусловленных присутствием различных примесей. Стоит отметить, что по мнению современных исследователей, цвет кремней не может являться диагностическим признаком при установлении их генезиса (Goswami, 2023).

Для характеристики интенсивности окремнения в горных породах применена классификация, разработанная в ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть». В её основе лежит процентное содержание кварца, определенное по данным петрографического, рентгенофазового или рентгеноструктурного анализов. При отсутствии измерений количественными методами интенсивность определяется визуально по керну или при равномерном распределении на 10 см породы. Окремнение в изучаемых отложениях присутствует разной интенсивности: слабое (содержание кварца до 5%), умеренное (содержание кварца от 6 до 15%), интенсивное (содержание кварца от 16 до 50%).

По данным петрографического анализа, выполненного сотрудниками лаборатории седиментологии АО «ТомскНИПИнефть», по составу кремнистые образования сложены кварцевым или халцедон-кварцевым составом. По структуре можно выделить кремнистые образования от микро- до гигантокристаллической структуры.

Достаточно часто окремненные участки характеризуются присутствием пустотного пространства со следами органического вещества (пленки, примазки, скопления битума). На рисунке 1 (а и б) представлена кавернозная полость в окремненном доломите, частично заполненная агрегатами халцедона и кварца, битуминозным веществом. В этом случае нельзя однозначно сделать вывод о последовательности заполнения пустотного пространства, так как органическое вещество расположено как внутри кремнистых скоплений, так и за ними (по стенкам полости).

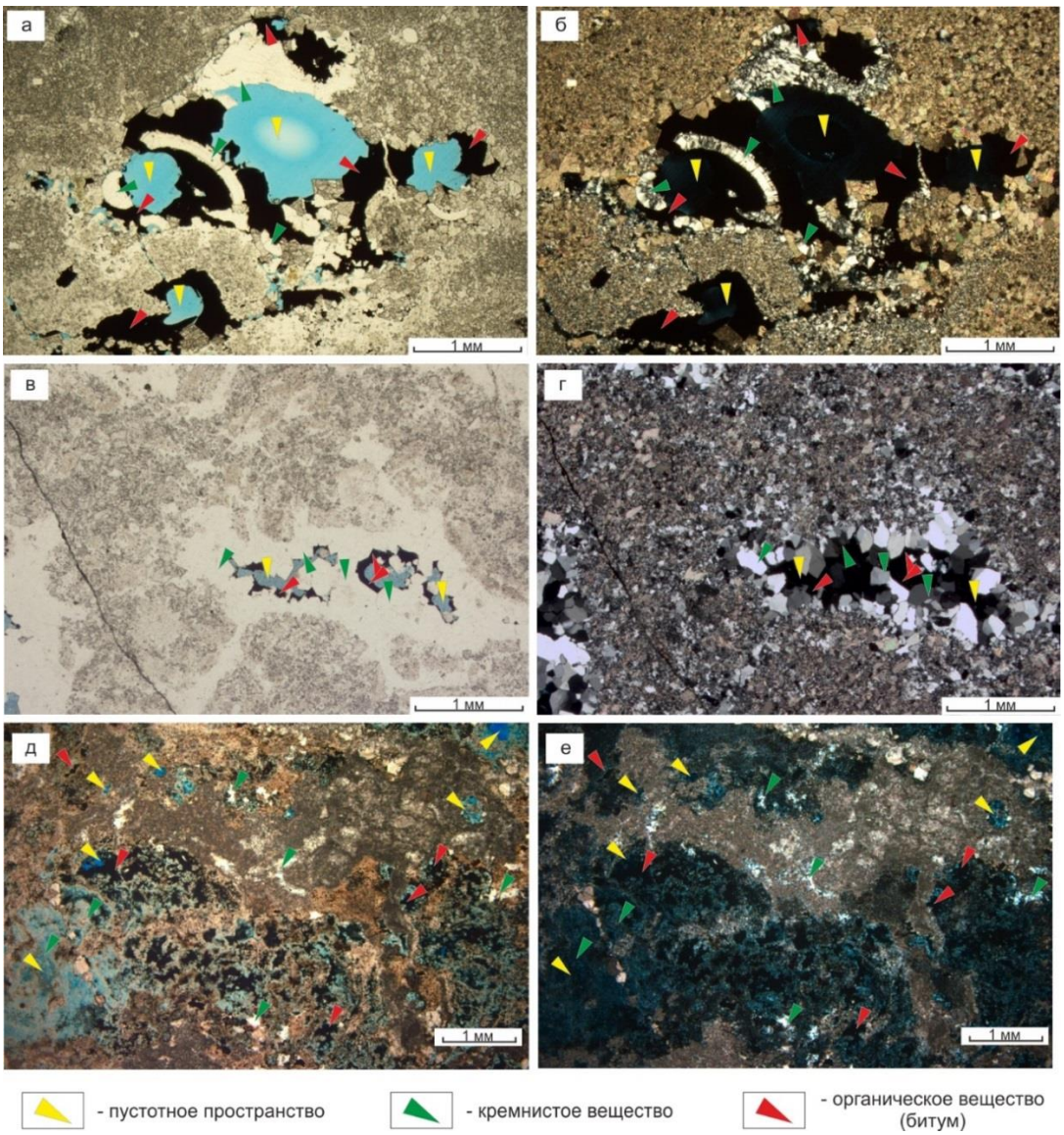


Рис. 1. **а** (II николи), **б** (X николи) – доломит окремненный с крупными кавернами, частично залеченными кремнистым и битуминозным веществом; **в** (II николи), **г** (X николи) – доломит-кремнистая слабо кавернозная порода с единичными примазками битуминозного вещества в окремненных участках; **д** (II николи), **е** (X николи) – доломит сильно окремненный, микропористый, обогащенный битуминозным веществом. Фото и описание выполнено Е.Д. Полумогиной и Н.С. Мурзиной АО «ТомскНИПИнефть»

Можно сделать предположение о формировании сначала пустот выщелачивания, а затем о заполнении её кремнистыми минералами, а затем органическим веществом. Для образца определен коэффициент пористости 3%, проницаемость отсутствует. На рисунке 1 (в и г) представлена частично минерализованная полость, в центре которой сохранилось органическое вещество (битум). При стадиальном анализе очевидно, что сначала полость была минерализована кремнистыми минералами, а затем дозаполнена органическим веществом (битумом). Для образца определен коэффициент пористости 0,4% и проницаемость 4 мД. На рисунке 1 (д и е) представлен микропористый окремненный интервал с коэффициентом пористости 7% и проницаемостью 16 мД. При данном увеличении сложно сделать вывод о стадийности процессов.

На основании фактических данных, а также по опубликованным материалам, сделано предположение о раннедиагенетическом образовании кремней с микро-тонкокристаллической структурой, а о позднедиагенетическом - с крупнокристаллической структурой. В случае минерализации пустот с образованием кристаллов кварца от периферии к центру с увеличением размера кристалла, следует относить к катагенетическому окремнению.

С точки зрения практической значимости интерпретация окремнения может быть полезна для проведения стратиграфической корреляции (раннедиагенетическое окремнение), выявления зон с низкой способностью развития улучшенных ФЕС (раннедиагенетическое окремнение) и выявления зон с коллекторскими свойствами (катагенетическая частичная минерализация пустот). При частичной

минерализации пустот выщелачивания и развитой тектонической трещиноватости окремненные участки могут служить коллекторами, способными вмещать и отдавать углеводороды.

.

Литература

Васильева, К.Ю. Стадийность постседиментационных изменений карбонатных пород рифея-венда Куюмбинского месторождения и её связь с геологической эволюцией Байкитской антеклизы: дис. … канд геол.-минерал. наук: 25.00.01 / Васильева Ксения Юрьевна. - Санкт-Петербург, 2017. – 137 с.

Каледа, Г.А. Вопросы минералогии осадочных образований / Г.А. Каледа. - Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1956. Кн. 3/4. - С. 277–291.

Кузнецов, В.Г. Окремнение карбонатных отложений Юрубчено-Тохомской зоны, Сибирская платформа, - возможная модель геохимии кремнезема в протерозое / В.Г. Кузнецов, Н.М. Скобелева // Доклады Академии Наук. – РАН, Москва. - 2005. - Т. 400. -№1. - С. 60-63.

Кузнецов, В.Г. Эволюция кремненакопления в истории Земли и её соотношение с развитием биоты / В.Г. Кузнецов // Доклады Академии Наук. – РАН, Москва. - 2011. - Т. 441. -№6. - С. 775-779.

Кутукова, Н.М. Реконструкция геологического строения, условия формирования и прогноз продуктивности отложений Камовского свода Байкитской антеклизы Восточной Сибири (на примере Юрубчено-Тохомского месторождения): дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.12 / Кутукова Наталья Михайловна. - Москва, 2019. - 182 с.

Пустыльников, А.М. Происхождение и формы выделения кремнезема в рифейских отложениях Байкитской антеклизы в связи с проблемой формирования трещинно-каверновых коллекторов / А.М. Пустыльников, Л.Г. Вакуленко // Геология и геофизика. -1997. -Т. 38. - №12. - С. 1962-1967.

Сауткин, Р.С. Формирование и свойства карбонатных коллекторов рифея Юрубчено-Тохомского нефтегазоконденсатного месторождения: дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.12 / Сауткин Роман Сергеевич. - Москва, 2016. - 159 с.

Страхов, Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли / Н.М. Страхов. - Москва: Гостоптехиздат. - 1963. -С. 535.

Тихонова, К.А. Роль окремнения в формировании фильтрационно-емкостных свойств рифейских отложений Юрубчено-Тохомского месторождения / К.А. Тихонова // Методы, методы и снова методы в литологии. Материалы 4-й Всероссийской школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. - Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. - 162 с.

Хворова, И.В. Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого / И.В. Хворова // Тр. Геол. ин-та РАН. - 1968. - В. 195. - С. 9–136.

Холодов, В.Н. Происхождение и практическое использование кремнистых пород / В.Н. Холодов. - М.: Наука. -1987. - С. 6–43.

Goswami Sukanta. A re-classification of Precambrian cherts: implication on diagenetic origin of chart concretion, nodule and geode / Sukanta Goswami, Sangeeta Bhagat, Vinod Kumar Maurya, Purnajit Bhattacharjee, D. K. Choudhury // Journal of Sedimentary Environments. - 2023

Characterization (typing) of siliceous formations in carbonate rocks of the Middle Riphean in the main parts of the Kamov arch

Tikhonova K.A.

RN-KrasnoyarskNIPIneft LLC*, Russia, 660098,* Krasnoyarsk*, 9 may street 65d., tihonovakseniya94@mail.ru*

The presented report highlights is results of one of the stages of the study of post-sedimentation processes, which are widely manifested in the Middle Riphean dolomites. Interest in post-sedimentary processes is due to their association with reservoir rocks. Silicification, as well as sulfatization, leaching and other processes, plays an important role in the distribution of zones with improved reservoir properties. The issues of formation, classification, history of the study of silicification in carbonate rocks in the territory located in the central part of the Kamov arch are considered. According to borehole data, the characteristics of silicified dolomites in the deposits of the lower Yurubchenskaya substratum of the Middle Riphean are presented. Characteristic features, morphology, mineral composition of siliceous formations are described. According to the results of the stage analysis, the relationship of siliceous formations with bituminization and leaching was revealed. On the basis of lithological studies, the practical significance of studying siliceous formations from the point of view of Precambrian stratigraphy, as well as identifying promising zones for geological exploration, is described.

Keywords: silicification, Riphean, dolomites

УДК 552.2

Особенности условий осадконакопления нижнеюрских отложений Северо-Сергинской зоны (Западная-Сибирь) по результатам литолого-фациального анализа

Усастов И.С.[1], Лосева Е.Ю.[1], Савенко В.А.[2]

1 – ООО Филиала ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть» в г. Тюмени. Россия,62500,Тюмень, ул. Республики, 41, Ilya.Usastov@lukoil.com, Elizaveta.Loseva@lukoil.com

2 –Российский Государственный Университет нефти и газа им. И.М.Губкина, Россия, 119991, г. Москва, Ленинский пр-т, д.65. SavenkoVA64@yandex.ru

В рамках проведения региональных исследований Северо-Сергинской площади с целью выявления нефтеперспективных объектов в отложениях нижней юры были выполнены литолого-фациальные и палеогеоморфологические исследования, что позволило выявить особенности и отличия в условиях осадконакопления на разных участках площади и использовать эти данные для локализации перспективных участков.

Ключевые слова: керн, фации, породы-коллекторы, обстановки осадконакопления

Северо-Сергинская зона (северная половина Сергинского нефтегазоносного района в западной части Западно-Сибирской плиты), охватывающая площадь 24,4 тыс.км^2, в тектоническом отношении расположена в пределах Зауральского геоблока. Центральное место в пределах площади занимает структура I порядка - Шеркалинская мегавпадина, которая осложнена большим количеством валов и прогибов преимущественно субуральского простирания. Отложения нижней юры на этой территории включают: пласт Ю$_{12}$ и его покрышку - Ягельную свиту, отложения шеркалинской свиты (J1p-J2a): пласт Ю$_{11}$ и его глинистую покрышку - Тогурскую пачку и пласт Ю$_{10}$ и его глинистую покрышку- Радомскую пачку.

С целью анализа условий формирования нижнеюрских отложений был выполнен анализ кернового материала и ГИС, собраны биостратиграфические данные, выполнен анализ общих и эффективных толщин нижнеюрских отложений, проведен палеотектонический анализ.

Для определения электрометрических моделей фаций по ГИС с учетом описания керна были использованы типовые электрометрические модели фаций по В.С. Муромцеву [1984] с дополнениями В.В. Шиманского и др. [2008].

В процессе анализа было установлено значительное отличие условий осадконакопления в нижней юре для западной, центральной и восточной частей площади и подготовлены схемы корреляции с диагностированными фациями, характеризующими эти особенности.

Западная часть площади характеризуется наличием мощных русловых отложений спрямленных рек уже в период формирования пласта Ю$_{11}$ (Рис.1). Например, в скважине 1х Большенергинской, в юго-западной части площади, вскрыт 20-метровый пласт Ю$_{11}$, который по керну представлен песчаниками крупно- и грубозернистыми с прослоями мелкого галечника.

О высокой гидродинамической активности потока в пласте Ю$_{11}$ говорят и данные по скважине 4х Радомской. При общей мощности пласта 46,8 м, песчаная часть составляет 33,9 м, т.е. коэффициент песчанистости 0,72. Анализ электрометрических моделей фаций по ГИС с учетом описания керна

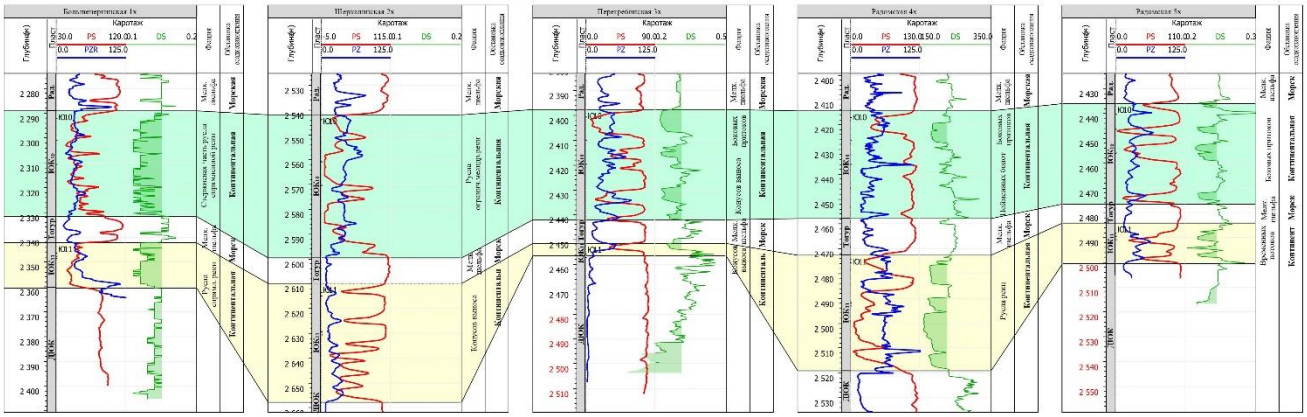


Рис. 1. Схема корреляции I-I с диагностированными фациями и обстановками осадконакопления для Юго-Западной части площади по линии скважин: 1х Большенергинская – 2х Шеркалинская – 3х Перегребнинская – 4х Радомская – 5х Радомская

позволяет отнести эти отложения к русловым фациям спрямленной реки с высокой гидродинамической активностью среды, протекавшей в долине типа ущелья.

В ряде скважин этой зоны (2х Шеркалинской, 3х Перегребнинской) отложения пласта $Ю_{11}$ представлены пролювиальными отложениями конусов выноса, для которых характерна четко выраженная ритмичность отложений.

В период формирования пласта $Ю_{10}$ мощность русловых процессов даже увеличивается, например, в скважине 1х Большенергинской при общей мощности пласта 42,4 м, песчаная часть составляет 31,6 м, т.е. коэффициент песчанистости 0,74. Все это говорит о существовании в этом районе в течении всего нижнеюрского периода мощной речной системы, осуществлявшей перенос больших объемов терригенного материала с западных и юго-западных склонов (Рис.1).

Скважины Центральной части площади вскрыли преимущественно отложения долинного комплекса основной водной артерии этого района - Шеркалинской палеореки (Рис.2 и 5). Анализ позволил проследить изменение фациальных условий в интервалах пластов $Ю_{11}$ и $Ю_{10}$ по направлению с юга на север. В пласте $Ю_{11}$ скв. 6х Поснокортской вскрыт конус выноса со склона Кубового структурного мыса, скв. 7х Инжегорской вскрыты фации русла крупного ограниченно меандрирующего бокового притока. Севернее в скважине 8х Октябрьской в основании пласта пласте $Ю_{11}$ (интервал 2905-2915 м) вскрыты гравелиты серые, фации русла спрямленной реки, выше по разрезу диагностируются фации меандрирующей реки (Рис.2.и 3).

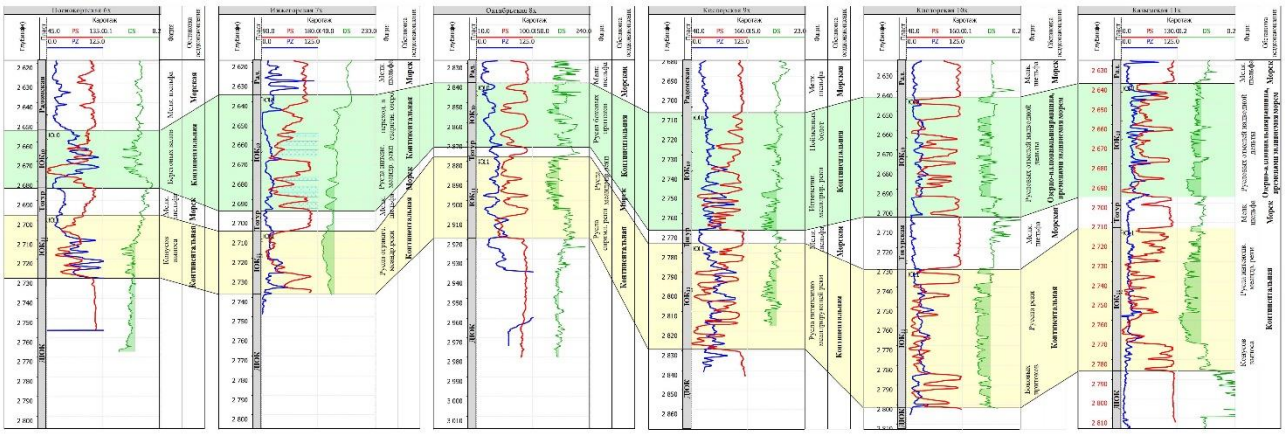


Рис.2. Схема корреляции II-II с диагностированными фациями и обстановками осадконакопления для Центральной части площади с юга на север по линии скважин: 6х Поснокортская - 7х Инжегорская - 8х Октябрьская - 9х Кислорская - 10х Кислорская - 11х Казымская.

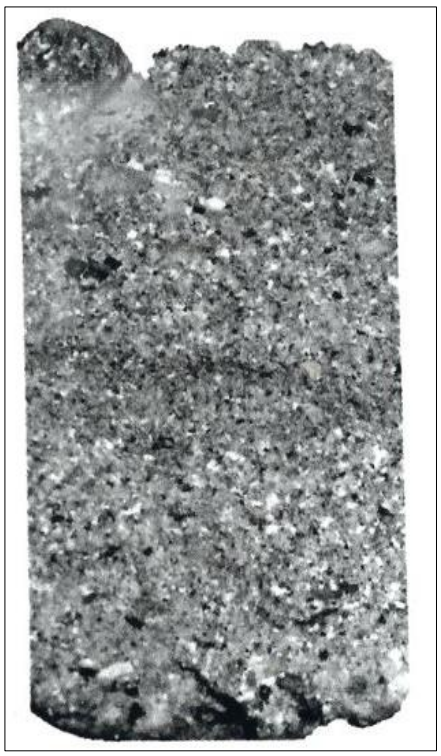


Рис.3.Керн из интервала 2905-2915 м скв. 8х Октябрьской, пласт $Ю_{11}$ шеркалинской свиты. Представлен гравелитом серым, цемент глинисто-алевролитовый с крупными включениями каолинита

Скважины, расположенные на севере площади, 9х и 10х Кислорские и 11х Казымская вскрывают разные участки интенсивно меандрирующей реки, что подтверждает наличие мощных песчаных пластов в этих скважинах в периоды формирования пластов $Ю_{11}$ и $Ю_{10}$, например, в скважине 10х Кислорской при общей толщине пласта $Ю_{11}$ - 71 м, мощность песчаных прослоев – 51,7 м, коэффициент песчанистости 0,73.

Анализ отложений самой северной скважины 11х Казымской показывает, что если в период формирования пласта $Ю_{11}$ здесь формировались фации русла интенсивно меандрирующей реки, то в период формирования пласта $Ю_{10}$ диагностируются фации русловых отмелей надводной части дельты, периодически заливаемой наступающим морем.

В Юго-Восточной части площади анализ керна и ГИС показал, что на большей части отсутствуют отложения нижней подсвиты шеркалинской свиты (пласта $Ю_{11}$ и тогурской пачки).

Большинство скважин вскрыли фации склонов, представленные отложениями конусов выноса временных водотоков в интервале пласта $Ю_{10}$. Так, в скважине 12х Большой маломощный коллектор вскрыт только в кровельной части пласта и представлен мелкозернистым песчаником с косой слоистостью, линзовидно-выклинивающейся, вверх по разрезу увеличивается количество прослоев аргиллита и отмечается горизонтальная слоистость (Рис.4). Анализ позволяет отнести эти отложения к дистальной части конуса выноса.

В целом, полученный данные анализа фаций показали значительные отличия в условиях формирования отложений для Западной, Центральной и Восточной частей площади. Если в западной части при большой контрастности рельефа преобладали отложения реки спрямленного типа, которые протекали в узких ущельях и почти отсутствовала пойменная часть, то в Центральной части площади отложения формировались в пределах долинного комплекса крупной Шеркалинской палеореки, для которого характерен широкий спектр различных аллювиальных фаций долинного комплекса: от русловых отмелей спрямленных рек до фаций русла интенсивно меандрирующей реки, а в период формирования пласта $Ю_{10}$ - фации русловых отмелей надводной части дельты, периодически заливаемой наступающим морем. Восточная часть территории в нижней юре была более возвышенной, отложения пласта $Ю_{11}$ отсутствуют, а в пласте $Ю_{10}$ развиты фации склонов (конусов выноса) и боковых притоков рек.

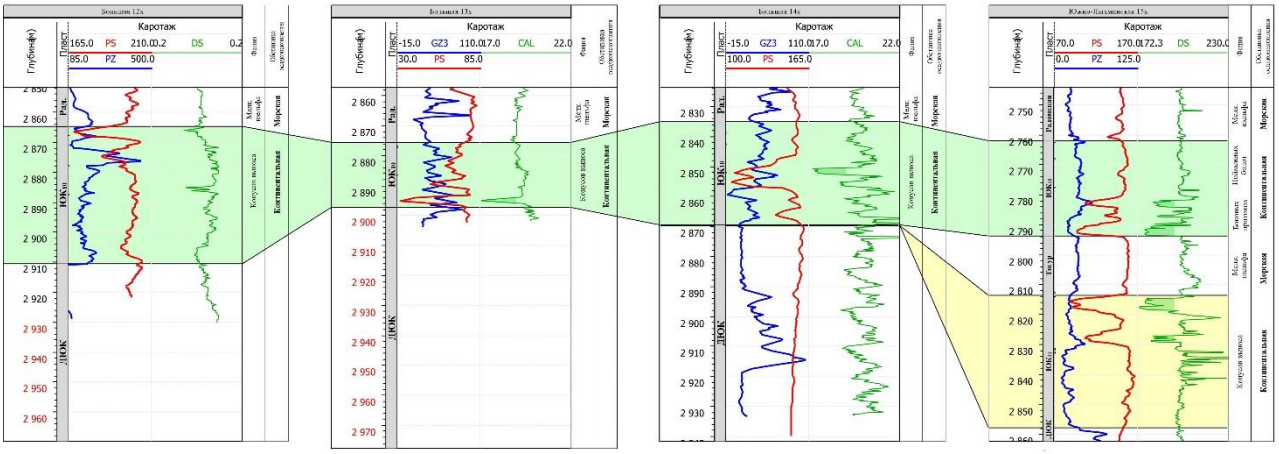


Рис. 4. Схема корреляции III-III с диагностированными фациями и обстановками осадконакопления для Юго-Восточной части площади по линии скважин: 12х Большая – 13х Большая – 14х Большая – 15х Южно-Лыхминская

В рамках региональных исследований Северо-Сергинской площади были подготовлены стратиграфически увязанные карты по основным отражающим горизонтам нижней юры, и как следствие, карты общих толщин ($Ю_{11}$-А, $Ю_{11}$-Ттог, Ттог-$Ю_{10}$, $Ю_{10}$-Трад, А-Трад), которые послужили основой для реконструкции условий осадконакопления на разные этапы нижней юры (Рис.5). На основе результатов интерпретации ГИС был выполнен анализ эффективных толщин пластов $Ю_{10}$ и $Ю_{11}$, что позволило оценить гидродинамическую активность среды и локализовать зоны развития однородных фаций.

Проведенный анализ нефтеносности показал, что в пределах Северо-Сергинской площади, залежи уже открытых месторождений приурочены преимущественно к склоновым фациям (конуса выноса временных водотоков) и фациям верховий боковых притоков рек. По направлению к прогибам с хорошо развитым долинным комплексом палеорек количество песчаных прослоев увеличивается, как и качество коллектора, однако при этом большинство пропластков уже водонасыщенны.

Карта общих толщин пласта $Ю_{10}$ фиксирует основные направления транзита терригенного материала на конец тоарского века нижней юры (Рис.5). В этот период основная водная артерия района - Шеркалинская палеорека, переносила огромный объем терригенных отложений к северо-востоку, где по данным ГП ХМАО «НАЦ РН им. В.И. Шпильмана» располагалась палеогеографическая область озерно-аллювиальной равнины, временно заливаемой морем, далее к северо-востоку от площади существовали условия мелководного моря. В связи с этим, в центральной части площади формировалась субаэральная дельтовая область, которая к северо-востоку переходила в подводную дельту. Это подтверждает и результаты литолого-фациального анализа по скважинам 10х Кислорской, 11х Казымской (Рис.2). Особый интерес вызывает район Казымской структуры, который в период формирования пласта $Ю_{11}$ представлял собой область денудации, Шеркалинская палеорека огибала структуру с севера. В период формирования пласта $Ю_{10}$ эта структура, расположенная на пути крупной водной артерии, была снивелирована мощными эрозионными русловыми процессами, что в целом, позволяет прогнозировать в этом районе наличие крупных и хорошо отсортированных русловых и

дельтовых отложений. Так как район этой структуры на последующих тектоноседиментационных этапах продолжал испытывать тенденцию к вздыманию и в настоящее время по кровле пласта $Ю_{10}$ мы наблюдаем контрастную Казымскую структуру, это позволяет прогнозировать ловушку (Рис.5А и Б)

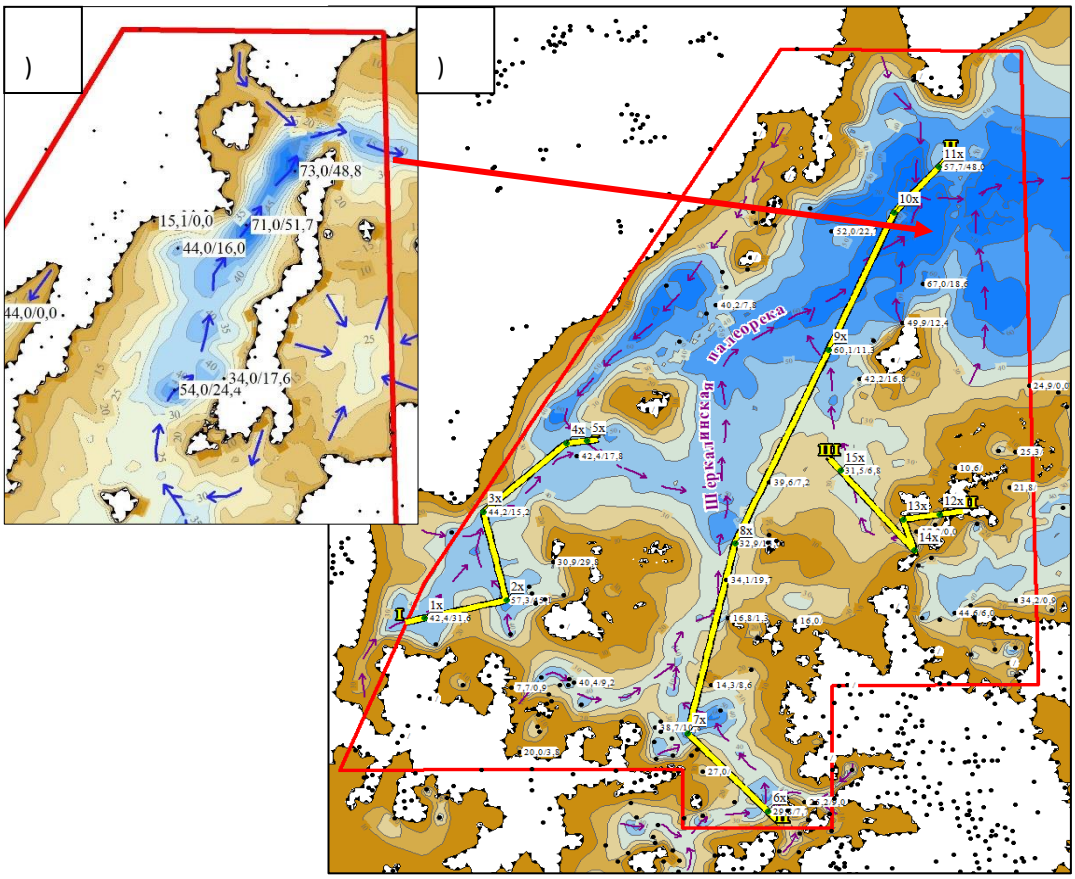


Рис 5. А) Линии схем корреляции на карте общих толщин пласта $Ю_{10}$ с направлениями транзита терригенного материала, Б) фрагмент карты общих толщин пласта $Ю_{11}$

Проанализированы фациальные особенности отложений уже открытых месторождений. Установлено что они приурочены преимущественно к склоновым фациям (конуса выноса временных водотоков) и фациям боковых притоков рек, в меньшей степени перспективны аллювиальные отложения в области долинного комплекса, так как они, в основном, водонасыщенны. Возможно наличие нефтеперспективной ловушки в районе Казымской структуры в области развития дельтовых отложений

В результате выполненной работы изучены литолого-фациальные и палеогеоморфологические условия в период формирования нижнеюрских отложений, выделены районы со значительно отличающимися условиями осадконакопления, закартирована русловая система, относящаяся к бассейну Шеркалинской палеореки и ее палеодолина.

Литература

Геологическое строение и нефтегазоносность нижней - средней юры Западно-Сибирской провинции / Ф.Г. Гурари [и др.]; под ред. В.С. Суркова. – Новосибирск: издательство «Наука», 2005. – 156 с.

Конторович, А. Э. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрский период / В. А. Конторович, С. В. Рыжкова и др. // Геология и геофизика. – 2013. - Т. 54, № 8. – С.972-1012.

Мухер, А.Г. Геологическое строение и нефтегазоносность юры Западной Сибири. Избранные труды. / А.Г. Мухер - Тюмень: ООО Издательский дом «ИздатНаукаСервис», 2018. – 524 с.

Мясникова, Г. П. Региональные закономерности геологического строения горизонтов нижней-средней юры Западно-Сибирского осадочного бассейна / Мухер А. Г., Волков В. А. и др. // Пути реализации нефтегазового и руд потенциала ХМАО-Югра.Т.1: Материалы 12-й научно-практической конференции. / отв. ред. Карасева В.И., Шпильман А.В. - Ханты-Мансийск, 2009. – С. 65-86.

Features of sedimentation conditions of the Lower Jurassic sediments of the North-Sergin zone (Western Siberia) according to the results of lithological facies

Usastov I.S.[1], Loseva E.Y.[1], Savenko V.A.[2]

[1]LUKOIL-Engineering Limited KogalymNIPIneft Branch Office in Tyumen, Russia; 62500, Tyumen, Republic Street, 41, Ilya.Usastov@lukoil.com, Elizaveta.Loseva@lukoil.com

[2]Gubkin Russian State University of Oil and Gas, Russia, 119991, Moscow, Leninsky Prospekt, 65 SavenkoVA64@yandex.ru

As part of the regional studies of the Severo-Serginskaya Area in order to identify oil-promising objects in the Lower Jurassic sediments, lithological-facies and paleogeomorphological studies were carried out, which made it possible to identify features and differences in sedimentation conditions in different areas of the area and use these data to localize promising areas.

Keywords:core, facies, reservoir rocks, sedimentation environments

УДК 553.411
Литологические особенности пород месторождения Красное (Иркутская область)

Фурсов А.И., Журавлев К.А., Нацвин И.К.

Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, anton87f@gmail.com

Золото является стратегическим металлом, определяющим состояние экономики страны. Мировая добыча золота увеличится в 2024 г. на 1,8%, до 3750 т. Начиная с 2025 г. мировые поставки золота будут относительно стабильными на уровне около 4800 т, прогнозируют эксперты. Рост выпуска золота происходит в основном за счет вовлечения в переработку труднообогатимых руд и применения новых технологий. Работа повещена изучению вещественного состава и литологии золоторудного месторождения Красное. Актуальность к данному месторождению вызвано огромным рудным потенциалом и высокой технологической сложностью из-за содержания углистого вещества.

Ключевые слова: месторождение Красное, литология, золото

На месторождении Красное вмещающие породы представлены, главным образом, отложениями вачской свиты.

Графитизированный кварц-серицитовый сланец с пиритом. Порода темно-серого, до черного, цвета, мелкозернистая до тонкозернистой. Кварц в породе наблюдается в виде изометричных ксеноморфных, угловатых зерен, размером 0,03 мм равномерно распределенных в объеме породы, как единичных, так и в виде линзовидных скоплений, вытянутых вдоль сланцеватости породы. Серицит представлен в виде мелких чешуек, листочков, направленных вдоль сланцеватости, размером 0,01 мм. Карбонат наблюдается в виде ксеноморфных зерен неправильной формы, размером до 0,3 мм. Характеризуется аномально высокими цветами интерференции. Графитовое вещество наблюдается в тонкодисперсном виде, равномерно рассредоточенным в общем объеме породы. Мусковит присутствует в виде гипидиоморфных зерен, размером до 0,1 мм, вытянутых вдоль сланцеватости породы. В породе наблюдаются единичные округлые скопления кварцевых зерен ксеноморфной формы. Размер зерен до 1 мм, зерна переполнены включениями графитового вещества, также здесь присутствуют идиоморфные зерна пирита, размером до 0,5 мм (зерно имеет кубическую форму).

Карбонатизированный березитизированный хлорит-серицитовый углеродсодержащий сланец. Кварц в породе наблюдается в виде мелких зерен, равномерно распределенных, размером до 0,1 мм, зерна неправильной формы. Серицит наблюдается в виде единичных чешуек, равномерно распределенных в объеме породы. Карбонат слагает крупные зерна, размером до 1,5 мм с многочисленными кварцевыми включениями. Зерна неправильной формы. Хлорит наблюдается в виде равномерно распределенных чешуек. Графитовое вещество равномерно рассеяно в виде мелкодисперсных образований. В породе наблюдаются крупные кварцевые прожилки.

Березит. Кварц наблюдается в виде ксеноморфных зерен неправильной формы, размером до 0,3 мм. Серицит в породе наблюдается в виде единичных тонких чешуек, размером до 0,05 мм. Пирит представлен идиоморфными кубическими зернами, размером до 3 мм. Карбонат наблюдается в виде неправильной формы зерен, занимающих промежутки между зернами кварца.

Более детальное изучение кернов под оптическим и электронным микроскопами показало сложный состав.

Метапесчаники под микроскопом характеризуются мелко- тонкозернистой структурой, текстура – массивная, участками брекчиевидная, прожилковая, пятнистая, полосчатая, кавернозная. Породы состоят из окатанных и полуокатанных обломков преимущественно кварцевого состава. Размер обломков от 0,05 до 0,5 мм. Цементирующий материал представлен более тонкозернистым агрегатом из кварца и гидрослюды в разных соотношениях, с примесью углеродистого вещества, карбонатов и гидроксидов железа. Карбонаты зачастую образуют ромбовидные метакристаллы с «рваными» краями, размер выделений до 1,0 мм. Характер цемента базальный, поровый. Наблюдается частичное замещение обломков кварца по периферии карбонатами и гидрослюдой. Кроме того, в цементирующей массе отмечаются тонкоигольчатые скопления рутила, обломки призматических кристаллов турмалина, редко зерна апатита, циркона, флоренсита. Размер зерен до 0,1 мм. Рудная минерализация, представленная в основном в виде неравномерной разнозернистой вкрапленности пирита, наблюдается в основной массе породы, а также в гнездах, линзах и прожилках кварцевого, карбонат-кварцевого состава. Вокруг наиболее крупных метакристаллов пирита довольно часто отмечаются каемки из шестоватого агрегата кварцевого, реже кварц-карбонатного состава. Мощность выделений до 1,0 мм. В наиболее выветрелых и ожелезненных разновидностях пород гидроксиды железа заполняют микротрещины в породах, пропитывают их цементирующую массу, образуют псевдоморфозы по сульфидам и карбонатам.

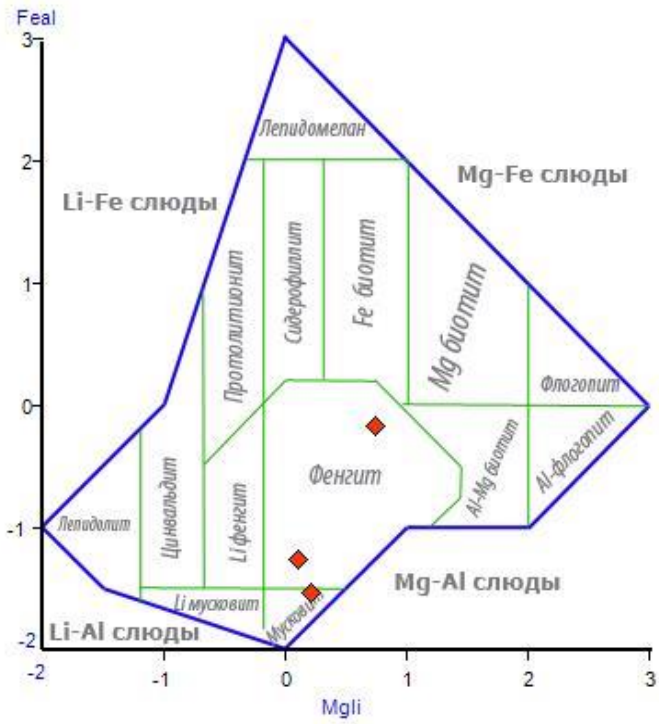


Рис. 1. Общая классификация слюд (Tischendorf et al., 1997)

Метаалевролиты характеризуются массивной, местами сланцеватой, полосчатой, полосчатой, микротекстурой и неоднородной преимущественно тонкозернистой микроструктурой с вкраплениями и кавернами. Породы состоят из тонкозернистого агрегата кварца с примесью гидрослюды, углеродистого вещества, с редкой вкрапленностью рудных минералов, турмалина, рутила. Размер зерен кварца в основном от 0,01 до 0,05 мм. Полосчатая, неоднородная микротекстура за счет неравномерного распределения перекристаллизованного кварца с углеродистым веществом в виде просечек, линз, прожилковидных скоплений. При этом отмечается также перераспределение углеродистого вещества в виде более широких лентообразных, линзовидных скоплений, мощностью до 0,2 мм. Вокруг шаровидных обособлений углеродистого вещества иногда наблюдаются каемки шестоватого агрегата кварца.

Углеродистые сланцы (филлиты) характеризуются сланцеватой микротекстурой. Основная масса породы представлена тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюды и углеродистым веществом с примесью кварца, карбонатов, редкой вкрапленностью турмалина, рутила.

Слюды, как показал локальный рентгеноспектральный анализ представлены мусковитом и его разновидностью с добавлением магния – фенгитом (рис. 1). Породообразующий минерал,

представленный чешуйчатыми массами, занимает до 15-20 % объема, вторичным изменения не подвержен.

Карбонат также является породообразующим минералом, встречается в виде порфировых вкрапленников и сплошных масс, в процентном соотношении занимает 3-5 % объема. По данным рентгеноспектрального анализа представлен минералами ряда сидерит-магнезит, вторичным изменениям не подвержен (рис. 2).



Рис. 2. Треугольная диаграмма Сидерит-Магнезит-Кальцит

Кварц, один из главных парообразующих, встречается в виде изометричных порфировых вкрапленников или основной массы размером от 0,5 мм до 1 см, наблюдается следы разрушения, и включений других минералов. Занимает 70-80 % объема породы. Вторичных изменений не наблюдается. Жильный кварц наблюдается в виде секущих прожилков, просечек, гнезд в основной массе породы, либо образует оторочки вокруг крупных метакристаллов пирита.

Пирит, имеет две морфологические разновидности, различающиеся по крупности выделений и по их микроструктуре. Тонкозернистый пирит, однородной микроструктуры, образует в основной массе пород отдельную вкрапленность, гнездовидные скопления. Размер зерен до 0,2 мм, в скоплениях до 1,0 мм. Для более крупнозернистого пирита, с размером зерен от 0,5 до 5,0 мм, редко до 10,0 мм, в скоплениях до 30 мм характерна неоднородная ситовидная, пористая микроструктура.

Арсенопирит, акцессорный минерал, встречается как в виде отдельных изометричных зерен, так и в виде включений в пирите, размером около 0,1 мм, вторичным изменениям не подвержен.

Циркон, акцессорный минерал, представлен вкрапленниками изометричной и призматической формы размером около 0,1 мм. Склонен к скоплениям других минералов, без вторичных изменений

Рутил, акцессорный минерал, встречается в виде зерен изометричной формы, склонен к скоплениям других минералов, размер около 0,1 мм. Вторичным изменениям не подвержен, свежий.

Монацит, акцессорный редкоземельный минерал, представлен отдельными изометричными зернами, также отмечаются включения данного минерала в пирите, размер около 0,1 мм, вторичным изменениям не подвержен, свежий.

Ксенотим, акцессорный редкоземельный минерал, представлен отдельными изометричными зернами, размером около 0,1 мм, вторичных изменений не отмечено, свежий.

Руды месторождения представлены выветрелыми и в разной степени ожелезненными кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Цвет пород в основном темно-серый за счет примеси углеродистого вещества. Бурую окраску породам придают выделения гидроксидов железа, которые в виде пленок и корочек заполняют микротрещины в породах, местами пропитывают их, образуют псевдоморфозы по карбонатам. Наблюдаются обломки пород с кавернозной текстурой. Жильный кварц образует прожилки, просечки, гнездовидные скопления, видимая мощность которых от нитевидных до 50 мм. Рудная минерализация представлена в основном разнозернистой

вкрапленностью пирита, который замещается гидроксидами железа вплоть до полных псевдоморфоз и местами выщелочен.

Основная масса первичных пород состоит из кварцевых песчаников, алевролитов и сланцев темно-серого до почти черного цвета, из-за примеси углеродистого вещества. Рудная минерализация представлена пиритом, в виде разнозернистой неравномерной вкрапленности, гнезд, прожилковидных скоплений. Размер видимых зерен пирита до 10 мм, мощность скоплений до 30 мм. Жильный кварц наблюдается в виде секущих прожилков, просечек, гнезд в основной массе породы, либо образует оторочки вокруг крупных метакристаллов пирита. Редко отмечаются обломки выветрелых и ожелезненных пород с кавернозной текстурой.

Микротекстура песчаников массивная, участками брекчиевидная, прожилковая, пятнистая, полосчатая, кавернозная; микроструктура мелко-, тонкозернистая. Породы состоят из окатанных и полуокатанных обломков преимущественно кварцевого состава. Размер обломков от 0,05 до 0,5 мм. Цементирующий материал представлен более тонкозернистым агрегатом из кварца и гидрослюды в разных соотношениях, с примесью углеродистого вещества, карбонатов и гидроксидов железа. Карбонаты зачастую образуют ромбовидные пойкилокристаллы с «рваными» краями, размер выделений до 1,0 мм. Характер цемента базальный, поровый. Наблюдается частичное замещение обломков кварца по периферии карбонатами и гидрослюдой. Кроме того, в цементирующей массе отмечаются тонкоигольчатые скопления рутила, обломки призматических кристаллов турмалина, редко зерна апатита, циркона, флоренсита. Размер зерен до 0,1 мм. Рудная минерализация, представленная в основном в виде неравномерной разнозернистой вкрапленности пирита, наблюдается в основной массе породы, а также в гнездах, линзах и прожилках кварцевого, карбонат-кварцевого состава. Вокруг наиболее крупных метакристаллов пирита довольно часто отмечаются каемки из шестоватого агрегата кварцевого, реже кварц-карбонатного состава. Мощность выделений до 1,0 мм. В наиболее выветрелых и ожелезненных разновидностях пород гидроксиды железа заполняют микротрещины в породах, пропитывают их цементирующую массу, образуют псевдоморфозы по сульфидам и карбонатам.

Для алевролитов характерна массивная, местами сланцеватая, плойчатая, полосчатая, неоднородная, вкрапленная, кавернозная микротекстура, преимущественно тонкозернистая микроструктура. Породы состоят из тонкозернистого агрегата кварца с примесью гидрослюды, углеродистого вещества, редкой вкрапленностью рудных минералов, турмалина, рутила. Размер зерен кварца в основном от 0,01 до 0,05 мм.

Полосчатая, неоднородная микротекстура за счет неравномерного распределения перекристаллизованного кварца с углеродистым веществом в виде просечек, линз, прожилковидных скоплений. При этом, отмечается также перераспределение углеродистого вещества в виде более широких лентообразных, линзовидных скоплений, мощностью до 0,2 мм. Вокруг шаровидных обособлений углеродистого вещества иногда наблюдаются каемки шестоватого агрегата кварца.

Рудная минерализация в алевролитах представлена в основном пиритом в виде отдельной вкрапленности кубовидных кристаллов, их скоплений в основной массе пород, либо приуроченных к кварцевым, и кварц карбонатным гнездам, линзам и прожилкам.

Для углеродистых глинистых сланцев характерна сланцеватая микротекстура. Основная масса породы представлена тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюды и углеродистым веществом с примесью кварца, карбонатов, редкой вкрапленностью турмалина, рутила.

По результатам химического анализа проб установлено, что пробы руды состоят из литофильных компонентов: из которых существенно преобладает оксид кремния. Рудные компоненты представлены, в основном, железом и серой. Массовая доля мышьяка и цинка составляет сотые доли, а сурьмы, меди и свинца менее одной тысячной процента.

Все изученные пробы содержат углерод в органической форме 0,42 % - 2,8 %. Наиболее высокие содержания органического углерода характерны для первичных руд месторождения 1,21-2,8 %.

Литература

Божко Е.Н., Юринский И.Н., Бышина С.М., Варова М.Д., Басенко Е.А. Отчет о результатах геологоразведочных работ на лицензионной площади участок «Красный». С оперативной оценкой геологических запасов и ресурсов рудного золота на месторождение Красное и рудопроявление Восточное. 2017. 228с.

Янникова Ю. Ю., Фурсов А. И., Зыкова Л. Ю. Геология и технологические особенности золоторудного месторождения «Красное» (Иркутская область) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2021. № 2. С. 52–63. DOI: https://doi.org/10.17308/geology.2021.2/0000

Tischendorf, G., Gottesmann, B., Forster, H.-J. and Trumbull, R.B. (1997) On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analysis and an improved diagram for graphical representation. Mineral. Mag., 61, 809-34.

Lithological features of the Krasnoe deposit (Irkutsk region)

Fursov A.I., Zhuravlev K.A., Natsvin I.K.

Voronezh State University, Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, anton87f@gmail.com

Gold is a strategic metal that determines the state of the country's economy. Global gold production will increase by 1.8% in 2024, to 3,750 tons. Starting from 2025, global gold supplies will be relatively stable at about 4,800 tons, experts predict. Growth in gold output is mainly due to the involvement in the processing of refractory ores and the use of new technologies. The work is devoted to the study of the material composition and lithology of the Krasnoye gold deposit. The relevance to this deposit is caused by the huge ore potential and high technological complexity due to the content of carbonaceous matter.

Keywords: Krasnoye deposit, lithology, gold

УДК 552.086

Использование катодолюминесцентной микроскопии для выявления постседиментационной эволюции карбонатных пород-коллекторов

Хаюзкин А.С., Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Андрушкевич О.Ю.

Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Россия, 420111, г. Казань, ул. Кремлевская, 4, ASKhayuzkin@kpfu.ru

В настоящей работе приведены данные по оценке процессов постседиментационной эволюции карбонатных пород-коллекторов турнейского и московского яруса, развитых в пределах Республики Татарстан, с применением метода катодолюминесцентной микроскопии. В известняках-пакстоунах кизеловского и черепетского горизонтов турнейского яруса обнаружены признаки неоднократной перекристаллизации и кальцитизации. На это указывает присутствие в породах спарита первой и второй генерации, который залечивает пустотное пространство, а также замещает цемент и органические остатки. В то же время спарит, образованный при реализации названных процессов, кристаллизовался из поровых растворов разного химического состава и/или в различных окислительно-восстановительных условиях, что отразилось на цвете люминесценции кальцитов. Известняки-пакстоуны верейского горизонта московского яруса подверглись только процессам перекристаллизации. Выявленные в них спариты первой и второй генерации кристаллизовались в резко отличных друг от друга условиях. Так, в спарите второй генерации, вследствие присутствия элементов-гасителей в кристаллической решетке минерала, люминесценция не обнаруживается. Изученные известняки-пакстоуны упино-малевского горизонта турнейского яруса претерпели лишь процессы вторичной доломитизации. Зерна вторичного доломита кристаллизовались в условиях меняющейся среды кристаллизации, что выразилось в формировании зональности доломитовых зерен.

Ключевые слова: катодолюминесценция, карбонатные породы.

Катодолюминесцентная микроскопия является инструментом для Для выявления различных фаз преобразования пород, а также изучения эволюции пористости в осадочных породах (Hiatt and Pufahi, 2014). В карбонатах катодолюминесценция решает задачи определения постседиментационной эволюции зерен, цемента и пористости пород, в определенной степени позволяет ответить на вопрос химизма среды (pH; Eh), в которой кристаллизовались карбонатные минералы (Barnaby and Rimstidt, 1989).

Объектами исследования являлись образцы известняков, классифицируемые под оптическим микроскопом как пакстоуны (Dunham, 1962). Описание образцов, включая стратиграфические и тектонические привязки приведены в таблице 1.

Методика пробоподготовки была основана на изготовлении утолщенных полированных шлифов из образцов карбонатного керна, методика исследования – на выявлении степени и характера свечения кальцита, вызванного возбуждением атомов кристаллической решетки минерала бомбардирующими электронами. Очередность кристаллизации кальцитов определялась по их взаимоотношению в породе.

Катодолюминесценция проводилась с помощью оптического микроскопа с «горячим катодом» (тип HC1-LM) в Казанском федеральном университете, Института геологии и нефтегазовых технологий. Ускоряющее напряжение электронного пучка составляло 14 кВ, а ток пучка устанавливали на уровне,

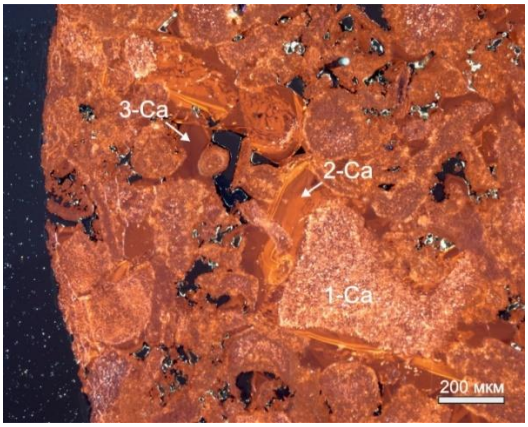
обеспечивающем плотность тока ~9 мкА/мм2 на поверхности образца. Перед проведением исследований препараты напылялись углеродом.

Табл.1. Изученные образцы

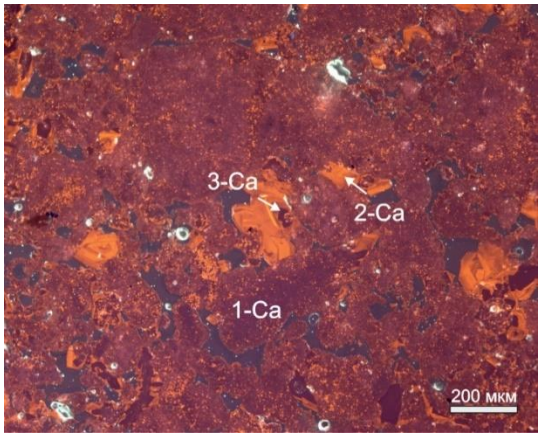
№ п/п	Тектоническая привязка	Стратиграфическая привязка	Глубина отбора, м	Характер нефтенасыщения
1	С-В борт Мелекесской впадины	Турнейский ярус, кизеловский горизонт	1558,9 м	Равномерно нефтенасыщен
2	С-В склон Южно-Татарского свода	Турнейский ярус, черепетский горизонт	1252,1 м	Без признаков углеводородов
3	З склон Южно-Татарского свода	Московский ярус, верейский горизонт	813,2 м	Без признаков углеводородов
4	С склон Южно-Татарского свода	Турнейский ярус, упино-малевский горизонт	1156,7 м	Равномерно нефтенасыщен

По результатам исследований выявлено, что в известняках-пакстоунах турнейского яруса кизеловского горизонта, приуроченных к северо-восточному борту Мелекесской впадины обнаруживается кальцит трех генераций. Первый тип кальцита представлен микритом, слагающим цемент и матрикс карбонатной породы, а также органические остатки и их обломки (рис. 1). Кальцит второй генерации представлен кристаллами спарита, обрамляющего органические остатки, а участками – полностью замещающий их. Такой кальцит при люминесценции обладает ярко оранжевым цветом. Кальцит третьей генерации представлен кристаллами спарита, залечивающим пустотность карбонатной породы и занимающем периферийное положение при обрастании органических остатков спаритом.

Реконструкцию эволюции пород (образец 1) можно представить в виде следующей цепочки: захоронение микрита – реализация процессов выщелачивания – образование спарита второй генерации (светло-оранжевый) – образование спарита третьей генерации (темно-оранжевый).



образец 1



образец 2

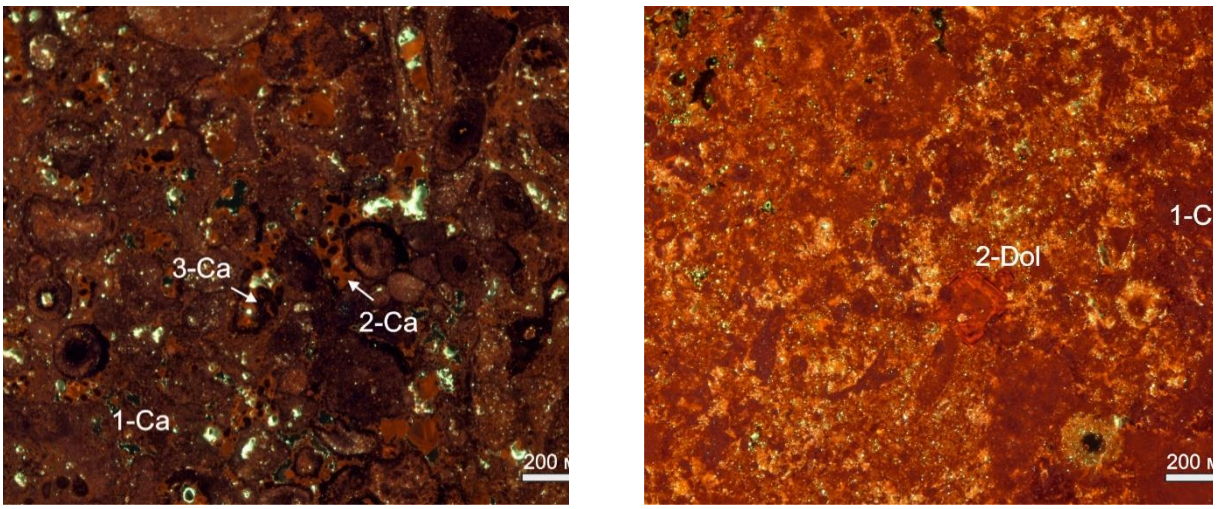
Рис 1. Фотографии катодолюминесценции образцов. Фото: Котлер П.Д.

Известняки-пакстоуны турнейского яруса черепетского горизонта, приуроченные к северо-восточному склону Южно-Татарского свода сложены кальцитом трех генераций (рис. 1): микрит и органические остатки, а также спарит первой (светло-оранжевый) и второй генерации (бурый). Согласно полученным изображениям, кристаллизация кальцитов первой и второй генерации проходила из поровых растворов с сильно различным содержанием Mn и Fe. На это указывает сильная разница в цвете люминесценции.

В известняках-пакстоунах московского яруса верейского горизонта также обнаруживается кальцит трех генераций (рис.2). Особенностью кальцитов верейского горизонта является отсутствие люминесценции спарита 3 генерации: в его кристаллической решетке присутствуют элементы-гасители. При определенных окислительно-восстановительных условиях ими могут являться Mn^{+2}, Fe^{+2}, Mn^{+4}, Fe^{+3}. Для точного определения валентности элементов, гасящими люминесценцию кальцита необходимо проведение спектрального анализа. Кроме того, проведение спектрального анализа позволит провести реконструкцию условий кристаллизации спарита с определением окислительно-восстановительных условий.

В известняках-пакстоунах упино-малевского горизонта северного склона Южно-Татарского свода обнаруживается кальцит одной генерации (микрит) и вторичный доломит (рис. 2). Зональность доломита показывает изменчивость состава поровых растворов во времени.

Таким образом, в изученных известняках-пакстоунах обнаружены кальциты разных генераций, идентифицируемых, главным образом, по цвету люминесценции. Изученные известняки-пакстоуны кизеловского и черепетского горизонтов турнейского яруса претерпели неоднократные процессы кальцитизации и перекристаллизации, идентифицируемые по различным цветам люминесценции кальцита (микрита и спарита). На это указывает характер распределения кристаллов спарита первой и второй генерации, залечивающих пустотное пространство, а также, участками замещающих микрит и органические остатки.



образец 3 образец 4

Рис 2. Фотографии катодолюминесценции образцов. Фото: Котлер П.Д.

Изученные известняки-пакстоуны верейского горизонта московского яруса подверглись процессам перекристаллизации, так как обнаруженные зерна спарита лишь залечивают пустотность. Кроме того, кристаллы спарита обладают выраженной зональностью, обусловленной изменением химического состава поровых растворов и/или окислительно-восстановительных условий на заключительных стадиях.

В изученных известняках-пакстоуны упино-малевского горизонта турнейского яруса процессы кальцитизации и перекристаллизации обнаружены не были. В то же время, в известняках обнаружены процессы вторичной доломитизации, которые также проходили с изменением химического состава поровых растворов на что указывает зональность зерен доломита.

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

Литература

Barnaby, R.J. Redox conditions of calcite cementation interpreted from Mn and Fe contents of authigenic calcites / Barnaby R.J., Rimstidt J.D. // Geol. Soc. Am. – 1989. - № 101. – P. 795–80.

Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture: Classification of carbonate rocks. Bull. amer. Assoc. Petrol. geol. – 1962. - № 1. – P. 108–121.

Hiatt E.E. Cathodoluminescence petrography of carbonate rocks: application to understanding diagenesis, reservoir quality, and pore system evolution: in Coulson / Hiatt E.E., Pufahl P.K. // Cathodoluminescence and its application to geoscience: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. – 2014. - № 45. – P. 75-96.

Using cathodoluminescence microscopy to identify the post-sedimentary evolution of carbonate reservoir rocks

Khayuzkin A.S., Kolchugin A.N., Morozov V.P., Andrushkevich O.Y.

Kazan Federal University, Institute of Geology and Oil and Gas Technologies, Russia, 420111, Kazan, st. Kremlin, 4, ASKhayuzkin@kpfu.ru

This paper presents data on the evaluation of the processes of post-sedimentary evolution of carbonate reservoir rocks of the Tournaisian and Moscovian stages, developed within the Republic of Tatarstan, using the method of cathodoluminescence microscopy. Recrystallization and calcitization were found in packstone limestones of the Kizelovsky and Cherepetsky horizons of the Tournaisian stage. It is represented by sparite of the first and second generation, which heals the pore space and replaces cement and organic residues. This sparite crystallized from pore solutions of different chemical composition and/or under different redox conditions, which was reflected in the calcite luminescence color. Recrystallization processes are found in packstone limestones of the Vereya horizon of the Moscovian stage. The first and second generation sparites crystallized under different conditions. So, in the second generation sparite, due to the presence of quenching elements in the crystal lattice of the mineral, luminescence is not detected. In the studied packstone limestones of the Upino-Malevsky horizon of the Tournaisian stage, processes of secondary dolomitization were found. Grains of secondary dolomite crystallized under conditions of a changing crystallization environment, which resulted in the formation of zoning of dolomite grains.

Keywords: cathodoluminescence, carbonate reservoir rocks

УДК 551.8

Асимметрия морфологии и гиперпикнальный генезис турбидитов ачимовской толщи Западной Сибири

Храмцова А.В.[1], Зверев К.В.[2]

1 – ООО «Тюменский нефтяной научный центр». Россия, 625003, г. Тюмень, ул. Перекопская, 19, avkhramtsova@rosneft.ru

2 – ООО «Газпромнефть Научно-Технический Центр». Россия, 190000, Санкт-Петербург, наб. реки Мойки, д.75-79, Zverev.KV@gazpromneft-ntc.ru

На основании изучения кернового материала ачимовской толщи и результатов сейсморазведки 3D по многим площадям Западной Сибири установлена различная морфология глубоководных конусов выноса (радиальная, вытянутая и асимметричная) в зависимости от рельефа приемного бассейна, количества и размера зерен поступающих осадков и источников питания, угла наклона склона. Повсеместное присутствие в песчаниках и алевролитах углистого детрита, обломков древесины, впадение русловых систем на краю шельфа в головную частью подводных склоновых каньонов, прорезающую бровку шельфа свидетельствует о речном питании подводных конусов выноса. Практически все каньоны, в устье которых у подножия склона присутствуют крупные подводные конусы вноса, имеют гиперпикнальный генезис.

Ключевые слова: экстрабассейновые турбидиты, гиперпикниты, глубоководные конусы выноса

В настоящее время одним из основных объектов для наращивания углеводородного потенциала в арктических районах Западной Сибири является неокомский клиноформный комплекс. В ранненеокомское время, в эпиконтинентальном морском бассейне Западной Сибири формировались относительно глубоководные конусы выноса ачимовской толщи различной морфологии (вытянутой, радиальной, асимметричной). Установлено, что песчано-глинистые и глинистые подводные конусы выноса (Reading, Richards, 1994) часто проявляют левостороннюю асимметрию, выражающуюся в предпочтительном развитии отклонении распределительных каналов с левой стороны от основного питающего турбидитового канала (рис. 1).

Предполагается, что левосторонняя асимметрия подводных конусов выноса ачимовской толщи связана с вращением Земли (силой Кариолиса) и палеорельефом приемного бассейна (Khramtsova, Zverev, 2022). Асимметричное распределение турбидитовых каналов по латерали предполагает наличие более высоких значений эффективных толщин вдоль левобережья от основного питающего турбидитового канала, чем в его правобережье.

Накопленный фактический материал по данным сейсморазведки 3D, геофизическим исследованиям скважин (ГИС) и керновому материалу ачимовской толщи свидетельствует о формировании большей части подводных конусов выноса гиперпикнальными (экстрабассейновыми) турбидитовыми потоками, а не классическими (интрабассейновыми) турбидитовыми течениями.

Источником для классических (интрабассейновых) турбидитов являются отложения, расположенные на подводном слоне внутри самого морского бассейна. Питание гиперпикнальных (экстрабассейновых) турбидитовых потоков осуществляется за счет разгрузки осадка речным потоком в периоды паводков. В пользу формирования турбидитов гиперпикнальными потоками свидетельствует повсеместное многочисленное содержание в песчаниках и алевролитах ачимовской толщи растительного детрита и обломков древесины (рис. 2).

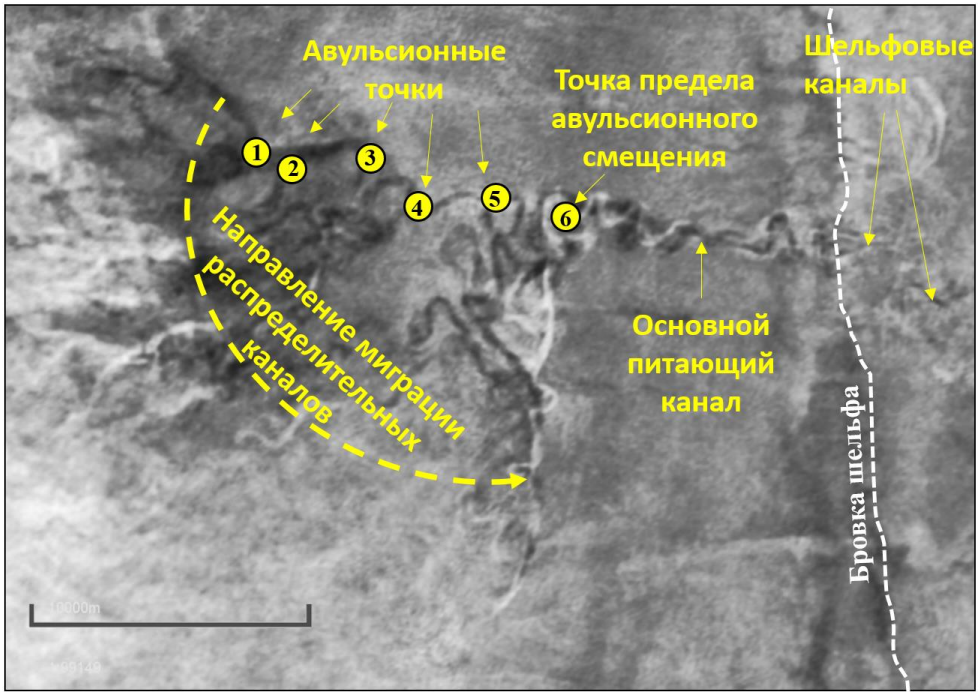


Рис. 1. Песчано-глинистый конус выноса ачимовской толщи, проявляющий левостороннюю асимметрию. Распределительные каналы расположены с левой стороны от основного питающего турбидитового канала (Khramtsova, Zverev, 2022)

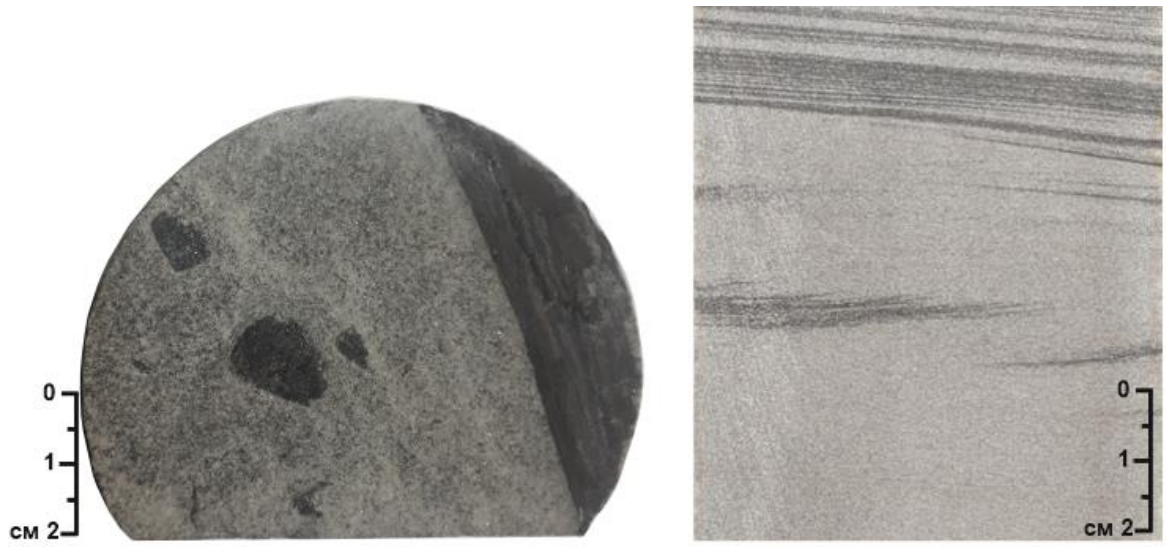


Рис. 2. Растительный детрит и крупные обломки древесины в песчанике мелкозернистом (а); мелкая косая рябь течений (низ образца) и субгоризонтальная слоистость, подчеркнутая растительным детритом в песчаниках тонко-мелкозернистых ачимовской толщи глубоководных конусов выноса. Север Западной Сибири

Сохранение в гиперпикнальном турбидитовом потоке основной массы транспортируемого им растительного детрита и обломков древесины на всем пути его движения осуществляется за счет процесса даунвеллинга, создаваемого трением поверхности высокоплотного гиперпикнального потока с окружающей массой менее плотной морской воды (Zavala et al., 2012, 2018). Этот процесс не осуществляется в классическом турбидитовом потока из-за отсутствия разницы в плотности воды в самом потоке и окружающей его морской водой. В пользу гиперпикнального генезиса турбидитов указывает фиксируемое на картах сейсмических атрибутов по кубу 3D впадение русловых систем на краю шельфа в головную частью подводных склоновых каньонов, прорезающую бровку шельфа также свидетельствует о возможном речном питании подводных конусов выноса (рис. 1, 3).

Классические и гиперпикнальные турбидиты отличаются в источнике питания и механизме движения. Скорость классического (интрабассейнового) турбидитового потока сначала резко

увеличивается вниз по подводному склону и затем постепенно снижается в подножии склона по мере торможения турбидитового потока. Скорость движения гиперпикнального (экстрабассейнового) турбидитового потока на склоне несколько увеличиваться за счет гравитационной составляющей, также снижаясь на подножие склона, но существенно более медленно (за счет непрерывной высокой разгрузки в бассейн речной воды в течение всего паводкового периода), приводя к движению потока в бассейн на значительно большее расстояние, чем классических турбидитовых потоков.

В течение всего паводкового периода движение гиперпикнального тубидитового потока по морскому дну не прекращается и продолжается дальше вглубь бассейна, до тех пор, пока осуществляется непрерывный приток паводковой речной воды из устья реки. Этим явлением может объясняться значительная длина турбидитовых (терминальных) каналов, протягивающихся вглубь бассейна на расстоянии до 20-30 км от подножия склона, выявленных на сейсмических срезах ряда месторождении Западной Сибири.

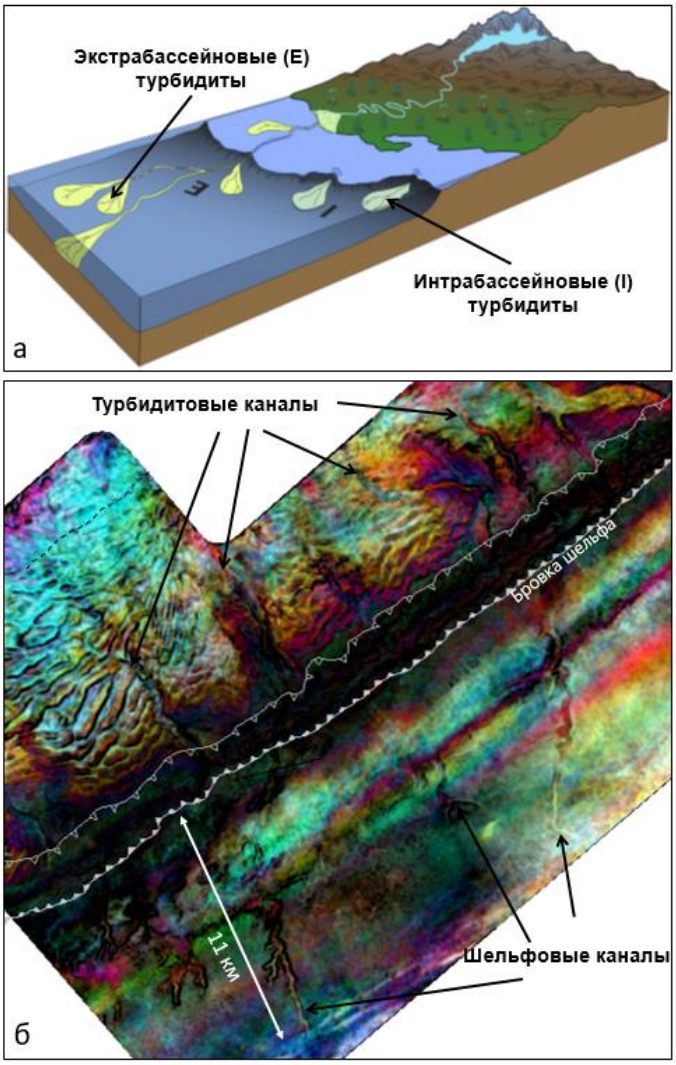


Рис.3. Гиперпикнальный генезис экстрабассейновых турбидитов

а - блок диаграмма с интрабассейновыми (I) и экстрабассейновыми (E) турбидитами по Zavala et al., 2018); б – шельфовые каналы, которые имеют продолжение в относительно глубоководной части морского бассейна. Север Западной Сибири

Выводы. На основании анализа керна, ГИС и результатов сейморазведки 3D по многим площадям Западной Сибири установлено, что практически все каньоны, в устье которых у подножия склона присутствуют крупные подводные конусы выноса, имеют шельфовое русловое питание (экстрабассейновые турбидиты).

Песчано-глинистые и глинистые подводные конусы выноса часто проявляют левостороннюю асимметрию, выражающуюся в предпочтительном развитии отклонении распределительных каналов с левой стороны от основного питающего турбидитового канала.

Правильная интерпретация процессов осадкообразования и идентификация гиперпикнитов, знания о форме и размерах песчаных тел позволяет точнее прогнозировать распространение подводных конусов выноса, к которым приурочены породы-коллекторы ачимовской толщи.

Литература

Khramtsova, A.V., Zverev, K.V. Left-sided asymmetry of Neocomian submarine fans of West-Siberian interior sea (Russia) // 21st International Sedimentological Congress (Beijing 2022): A new Yourney of Sedimentology: from the Pacific to the Himalaya. Abstract book. 2022. - P. 893.

Reading H.G., Richards M. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system // AAPG Bulletin, 1994, V.78, No.5, P. 792-822.

Zavala, C., M. Arcuriy, L. Blanco Valiente. The importance of plant remains as a diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. Revue de Paléobiologie, Genéve. Vol. spéc. 11, 2012. - P. 457-469.

Zavala, C., Pan, S X. Hyperpycnal flows and hyperpycnites: Origin and distinctive characteristics. Lithologic Reservoirs, 30(1), 2018. – P. 1-27.

Asymmetry of morphology and hyperpycnal genesis of turbidites of the Western Siberia Achimov formation

Khramtsova A.V., [1], Zverev K.V.[2]

1 LLC "Tyumen Oil Research Center". Russia, 625003, Tyumen, st. Perekopskaya, 19, avkhramtsova@rosneft.ru

2 LLC «Gazpromneft Scientific and Technical Center». Russia, 190000, St. Petersburg, emb. river Moika, 75-79, Zverev.KV@gazpromneft-ntc.ru

Based on the study of the core of the Achimov formation and the results of 3D seismic exploration in many fields of Western Siberia, different morphology of submarine fan (radial, elongated and asymmetric) has been established depending on the relief of the basin floor, volume and grain size, the nature of the supplying system, the gradient of the slope. The ubiquitous presence of carbonaceous detritus, wood fragments in sandstones and siltstones, the confluence of channel systems at the edge of the shelf into the head of underwater slope canyons cutting through the edge of the shelf indicates the river feeding of submarine fan. Almost all canyons, in the mouth of which there are large submarine fan, have a hyperpicnal genesis.

Keywords: Extrabasinal turbidites, submarine fan, hyperpycnites, Achimov formation.

УДК 553.494:551.7 (470.32)
Перспективы поисков ильменитового сырья на территории Воронежской антеклизы

Черешинский А.В.

Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, vsu31022@mail.ru

На юго-востоке Воронежской антеклизы, в образованиях ястребовской свиты девона, достаточно широко распространены вулканогенно-осадочные породы. Туфы, туффиты и туфопесчаники характеризуются повышенным содержанием минералов титана. Содержание ильменита в рудах достигает 200–800 кг/м^3. На рассматриваемой территории выделено 16 проявлений титановых руд, ильменитовое сырье пригодно для получения металлического титана.

Ключевые слова: ильменит, туфопесчаники, палеозой.

Титан является стратегическим сырьем и широко используется в промышленности. Титановая руда, кроме производства собственно титана, необходима для производства красок, пластмасс, каучука, бумаги. Несмотря на имеющиеся разведанные месторождения, Россия испытывает сильный дефицит в данном сырье. Поэтому поиски и оценка существующих месторождений и проявлений титана является актуальной задачей.

На юго-востоке Воронежской антеклизы повышенные содержания минералов титана отмечаются в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах ястребовской свиты девона. Данные образования на рассматриваемой территории представлены полифациальным комплексом дельтовых, лагунных,

прибрежно-морских, мелководно-морских, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований (Савко и др., 2001; Милаш, 2016).

Вулканогенно-осадочные породы характеризуются достаточно широким распространением, представлены туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевритами и туфоаргиллитами. В разрезах преобладают мелко- среднезернистые туфопесчаники, реже встречаются крупнозернистые, грубозернистые и туфогравелиты. Доля обломков эффузивов составляет около 10–30%. В нижней части изученной толщи преобладают обломки основного состава, вверх по разрезу возрастает количество обломков среднего и кислого состава (Милаш и др., 2017).

Рудные минералы в туфах представлены преимущественно ильменитом и магнетитом, присутствует титаномагнетит и хромшпинелиды. Они образуют тонкую вкрапленность в цементе, ильменит также обычен для обломков. В ряде разрезов отмечаются тонкие (2–4 мм) волнистые прослои, обогащенные обломочными зернами ильменита. Содержание рудных минералов в туфах щелочно-базальтового и базальтового состава выше, чем в более кислых разностях.

Ильменит в туффитах, так же как и в туфах, характерен как для обломков эффузивных пород, так и для цементирующей массы. Распределение рудных минералов зачастую происходит в виде тонких прослоев мощностью до 4–6 мм, прослои часто объединены в серии мощностью до 10 см. По сравнению с туфами обломки характеризуются большей степенью окатанности. Размер рудных минералов колеблется от 0,05, до 0,5 мм, встречаются зерна диаметром более 1 мм. Рудные в пестроцветных туффитах представлены теми же минералами, что и в зеленоцветных, но значительная часть ильменита замещена лейкоксеном.

В туфопесчаниках в тяжелой фракции доминируют непрозрачные минералы, среди которых преобладает ильменит, в меньшем количестве встречены магнетит, титаномагнетит, хромшпинелид и лейкоксен. Размер рудных минералов зависит от размерности песчаников и колеблется от 0,065 до 0,4 мм, реже встречаются более крупные зерна. В виде единичных знаков наблюдается пирит, гематит, сфалерит и халькопирит. Прозрачные минералы представлены цирконом, турмалином, ставролитом, альмандином, рутилом, апатитом и дистеном. Практически во всех разрезах циркон резко преобладает. Роль прозрачных минералов возрастает по мере удаления от района вулканической деятельности. В туфоалевролитах ильменит часто лейкоксенизирован, отмечаются тонкие слойки с его концентрацией.

Таким образом, наиболее распространенным рудным минералом в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах является ильменит. Для него характерен черный и темно-серый цвет, отдельные зерна при лейкоксенизации приобретают светло-коричневый и желтоватый оттенок. Ильменит имеет металлический или металловидный блеск, он слабомагнитный, редко трещиноватый, представлен хорошо выраженными кристаллами и обломками зерен. Можно выделить несколько морфологических типов ильменита. Встречены угловато-округлые и угловатые зерна, тонко- и толстотаблитчатые кристаллы, ромбоэдрические кристаллы, ксеноморфные зерна, идиоморфные, шестоватые и игловидные.

В цементирующей массе преобладают толстотаблитчатые зерна, меньшим распространением пользуются тонкотаблитчатые и ромбоэдрические. Среди обломков выявлены угловатые и угловато-округлые зерна, которые, чаще всего являются включениями в цементе. Степень лейкоксенизации ильменита различна, большая часть зерен не подвержена изменениям, на отдельных обломках отмечается тонкая пленка, редкие зерна полностью замещены лейкоксеном.

Для обломков эффузивных пород характерны ксеноморфные зерна разной формы, гораздо реже встречаются шестоватые и игловидные, самые редкие – идиоморфные. Для ксеноморфных зерен характерны различные морфологические очертания, встречаются изометричные или близкие к этому зерна, а также в различной степени вытянутые. Зерна часто корродированы и лейкоксенизированы, в отдельных разрезах ильменит почти полностью замещен лейкоксеном.

Хромшпинелиды являются характерным минералом, их количество в пробах составляет от единичных знаков до 2–3%. Изученные зерна хромшпинелидов представлены правильными кристаллами октаэдрического облика, реже встречаются зерна без кристаллографических очертаний (угловато-округлые и ксеноморфные). Для них характерны хорошо выраженные грани и немного сглаженные ребра и вершины. Поверхность зерен чаще всего шероховатая или матированная. Для большинства зерен характерны каналы травления. На гранях отмечаются углубления правильных геометрических очертаний, среди которых преобладают треугольники. Иногда наблюдаются кристаллы со скульптурной поверхностью граней, а также в различной степени корродированные хромшпинелиды. Для ряда зерен характерны структуры распада, которые выражаются в виде тончайших решетчатых включений гематита.

Магнетит является характерным минералом, однако его содержание ниже, чем ильменита и хромшпинелидов. Для него характерны угловато-округлые и ксеноморфные зерна, реже встречаются кристаллы октаэдрической формы. Наибольшая его концентрация отмечается в обломках эффузивных пород.

Титаномагнетит отличается неравномерностью распространения, наибольшее его содержание характерно для туффитов. Преобладающая форма зерен – угловато-округлая, изометричная, встречаются ксеноморфные зерна. Большая часть зерен сильно корродирована.

Для ильменита характерно довольно непостоянное содержание двух главных компонентов: FeO и TiO_2 (Черешинский и др., 2019). Так количество FeO в проанализированных зернах колеблется от 40,13 до 53,09%, при среднем значении 43,59%. Для TiO_2 наблюдается схожая картина, его количество колеблется от 40,94 до 53,64%, среднее содержание составляет 50,43%. Полученные результаты довольно близки к теоретическим содержаниям FeO и TiO_2 в ильмените, которые составляют 47,3 и 52,7% соответственно.

Кроме собственной ильменитовой компоненты для проанализированных зерен характерно наличие магниевой разновидности – гейкилита, и марганцевой – пирофанита. Количество MgO в ильменитах колеблется от 0,81 до 8,29%, при среднем содержании 5,12%. При этом магний характерен для всех проанализированных зерен. Единичные зерна, содержащие MgO более 8%, можно отнести к пикроильмениту. Полученные результаты хорошо коррелируются с материалами В. А. Канцерова (1998), по данным которого количество MgO в ильменитах может достигать 9,72%.

Для трети изученных зерен характерно наличие MnO, его количество составляют от 0,41 до 7,25%, при средних значениях 1,09%. При этом наблюдается обратная зависимость содержания марганца и магния. Примерно для половины изученных зерен характерно незначительное присутствие Al_2O_3, его содержание колеблется в пределах от 0,44 до 0,96%. V_2O_5 и Cr_2O_3 являются редкими примесями, в большинстве изученных ильменитов отсутствуют. Количество V_2O_5 составляет от 0,79 до 1,52, а Cr_2O_3 от 0,39 до 1,06%. Содержание примесей в ильмените непостоянно и зависит от генезиса пород и их состава (Багдасаров, 1986). Ильменит с повышенным содержанием гейкилита преимущественно характерен для ультраосновных пород и кимберлитов. Пирофанит в основном встречается в метаморфических, щелочных и кислых породах.

Перспективные площади с максимальным содержанием рудных минералов (ильменита) характерны для междуречья Дона и Хопра в пределах развития пород околожерловой фации. Они характеризуются максимальными мощностями и наибольшей размерностью вулканогенно-обломочных пород. Данные площади распространены в виде отдельных полей вблизи разломов, где существовали предполагаемые вулканические аппараты. Эти поля, как правило, имеют близкую к изометричной форму. Глубина залегания продуктивных толщ изменяется от 12–25 м на склонах локальных поднятий до 70 м и даже до 200 м по мере погружения фундамента. Содержание тяжелой фракции очень неравномерно – от 0,7–1,0 до 60%.

Ильменитсодержащие породы можно разделить на рыхлые, слабо- и плотносцементированные. Рыхлые преимущественно характерны для туфопесчаников, слабосцементированные для туффитов, плотносцементированные для туфогравелитов. Мощность продуктивных пластов составляет от первых метров до 10–12 м, нередко они образуют 2–3 рудоносных горизонта. Мощность вскрышных пород колеблется от 10–25 м до 80 м и более. Содержание ильменита меняется в довольно широких пределах – от первых килограммов до 200–800 кг/м^3.

Титановые руды являются труднообогатимыми. По данным технологических испытаний извлечение ильменита всех классов оставляет 24,2% от валового содержания ильменита в породе, что соответствует 19,3% TiO_2, при доводке получен концентрат с содержанием TiO_2 36,8%. Высокое содержание Cr_2O_3 снижает качество ильменитового концентрата. По рудопроявлениям титана были отобраны технологические пробы, изучение которых показало что ильменитовое сырье пригодно для получения металлического титана (Канцеров, 1984).

Всего на юго-востоке Воронежской антеклизы в результате геолого-съемочных и поисковых работ выделено 16 проявлений титановых руд (рис. 1) (Государственная..., 2013). Выявленные проявления были объединены в Павловский титаноносный россыпной район (Государственная..., 2011). В пределах данного района выделены три рудных узла – Лосевский, Павловский и Нижнемамонский. Перспективными являются участки с высоким содержанием полезного компонента и имеющие небольшую мощность вскрышных пород.

Наиболее хорошо изучен Павловский рудный узел, в пределах которого находится Павловский карьер гранитов, и ильменитовые россыпи доступны для изучения не только по керну скважин. Мощность вскрыши составляет 13–30 м, мощность продуктивного пласта – 0,3–9,7 м, при средней мощности 3,3 м. Содержание условного ильменита колеблется от 26 до 354 кг/м^3. Для данного рудного узла были подсчитаны прогнозные ресурсы по категории P_2, которые составили 13,2 млн т TiO_2 (Государственная..., 2011).

В пределах Нижнемамонского рудного узла мощность продуктивного пласта составляет 2–12 м (средняя 6 м), отмечается 2–3 рудных прослоя. Мощность вскрышных пород достаточно значительна, и составляет 40–50 м. Содержание условного ильменита достаточно непостоянно и колеблется от 40 до 800 кг/м^3. Подсчитаны прогнозные ресурсы по Нижнемамонскому рудному узлу – 20,0 млн т TiO_2 (Государственная..., 2011).

В пределах Лосевского рудного узла выявлено две россыпи: Лосевская-1 и Лосевская-2 (Государственная…, 2011). Полезная толща приурочена к песчаникам и алевролитам ястребовской свиты верхнего девона. Мощность рудного пласта 1,5–2,7 м при мощности вскрыши 30,3–31,9 м. Выход тяжелой фракции 3,94–4,09%. Основными рудными минералами являются титаномагнетит (0,47–1,28% от объема породы) и ильменит (1,36–2,08%). Кроме этих минералов, в тяжелой фракции обнаружены: лейкоксен, брукит, циркон, ставролит, турмалин, марказит, пирит и сидерит.

Таким образом, для юго-востока Воронежской антеклизы характерно наличие в разрезе эффузивных образований, представленных туфами, туффитами и вулканогенно-осадочными породами (туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевриты и туфоаргиллиты). С девонским магматизмом связаны вулканогенно-осадочные россыпи титана с содержанием ильменита до первых сотен кг/м^3. Ильменит характерен как для цементирующей массы, так представлен и в виде обломков. Ильменит из вулканогенных пород юго-востока Воронежской антеклизы имеет специфический химический состав, который выражается в виде повышенного количества MgO и MnO. Хромшпинелиды являются характерным минералом, их количество в пробах может достигать 2–3%. Перспективные площади с максимальным содержанием рудных минералов характерны для междуречья рек Дона и Хопра, в пределах развития пород околожерловой фации. Выявлено 16 проявлений, которые сгруппированы в три рудных узла.

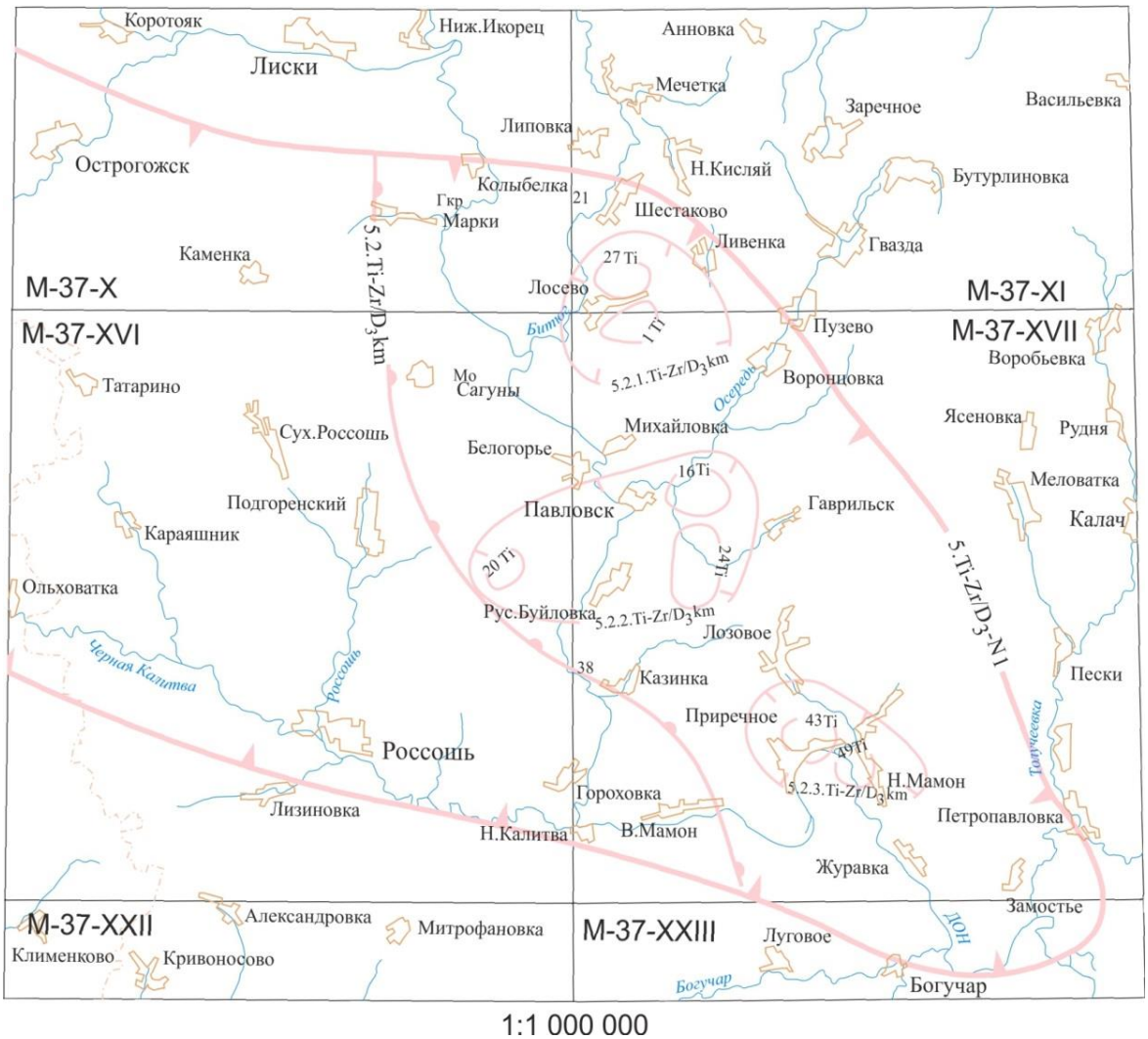


Рис. 1. Схема минерагенического районирования на титан, по (Государственная…, 2011 с дополнениями). Минерагеническое районирование: 5 – Павловско-Обоянская минерагеническая зона, 5.2 – Павловский рудный район. Рудные узлы: 5.2.1 – Лосевский, 5.2.2 – Павловский, 5.2.3 – Нижнемамонский

Образования ястребовской свиты являются перспективными для их дальнейшего изучения. Наличие проявлений титана повышает минерагенический потенциал рассмотренной территории. При проведении дополнительных технологических исследований руд, возможно, выявление участков перспективных для дальнейшей разработки.

Литература

Багдасаров, Э. А. Сравнительная характеристика состава ильменитов изверженных пород / Э. А. Багдасаров // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1986. – № 2. – С. 155–165.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Лист M-37-XVII (Павловск). Объяснительная записка. – М. : МФ ВСЕГЕИ, 2013. – 176 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист M-37. Воронеж. Объяснительная записка. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2011. – 255 с.

Канцеров, В. А. Ильменитоносные вулканогенно-осадочные породы верхнего девона юго-востока Воронежской антеклизы / В. А. Канцеров. – Автореф. дис. к. г.–м.н. – Харьков : ХГУ, 1984. – 23 с.

Канцеров, В. А. О минералах-спутниках алмаза в фанерозойских отложениях юго-востока Воронежской антеклизы / В. А. Канцеров, И. Н. Быков // Соврем. проблемы геологии. мат. юбилейной научн. сес. геолфака ВГУ. – Воронеж, 1998. – С. 71–73.

Милаш, А. В. Литология девонских отложений юго-востока Воронежской антеклизы / А. В. Милаш, А. Д. Савко // Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. гос. ун-та. – 2017. – Вып. 100. – 122 с.

Милаш, А. В. Литолого-фациальная характеристика ястребовских отложений юго-востока Воронежской антеклизы / А. В. Милаш // Вестник Воронеж. гос. ун-та. – Сер.: Геология. – Воронеж, 2016. – № 1. – С. 37–43.

Савко, А. Д. Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы / А. Д. Савко [и др.] // Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. гос. ун-та. – 2001. – Вып. 3. – 201 с.

Черешинский, А. В. Типоморфные особенности минералов и вещественный состав титановых руд ястребовских отложений Юго-Востока Воронежской антеклизы / А. В. Черешинский, А. В. Милаш // Вестник Воронеж. гос. ун-та. – Сер.: Геология. – Воронеж, 2019. – № 1. – С. 64–71.

Prospects for the search for ilmenite raw materials on the territory of the Voronezh anteclise

Chereshinsky A.V.

Voronezh State University, Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, vsu31022@mail.ru

In the southeast of the Voronezh anteclise, in the formations of the Yastrebovskaya Formation of the Devonian, volcanic-sedimentary rocks are quite widespread. Tuffs, tuffites and tuff sandstones are characterized by an increased content of titanium minerals. The content of ilmenite in ores reaches 200–800 kg/m3. 16 manifestations of titanium ores have been identified in the territory under consideration; ilmenite raw materials are suitable for obtaining metallic titanium.

Keywords: ilmenite, tuff sandstones, Paleozoic.

УДК 551.7:549:551.2(470.32)

Влияние эндогенных процессов на формирование полезных ископаемых в осадочном чехле Воронежской антеклизы

Черешинский А.В., Савко А.Д.

Воронежский государственный университет. Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, vsu31022@mail.ru

Эндогенные процессы, наложенные на породы осадочного чехла, привели к формированию ряда полезных ископаемых, поиски и разведка которых могут привести к открытию новых для региона месторождений. Эндогенное оруденение обычно развито в зонах фанерозойской активизации, выделено шесть эпох проявления таких процессов.

Ключевые слова: эндогенные процессы.

При становлении и перестройках тектонической структуры Воронежской антеклизы (ВА) неоднократно проявлялись эндогенные процессы. Они выражались в вулканической деятельности, воздействии на осадочные породы гидротерм и эксгаляций, возможном кимберлитовом магматизме. Выделяется шесть эпох проявления таких процессов, каждая из них имеет специфические особенности (Черешинский и др., 2020).

Раннегерцинская эпоха является наиболее представительной с точки зрения разнообразия эндогенных пород и руд. В эйфельское время происходили излияния базальтов Калужско-Бельской структуре на крайнем севере антеклизы. В начале франского века на юго-востоке региона действовали

вулканы, поставляющие в морской бассейн вулканогенный материал (Быков и др., 1974; Милаш и др., 2017). Вулканогенно-обломочные породы представлены туфами и туффитами, лавобрекчиями различного состава, вулканогенно-осадочные – туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевритами и туфоаргиллитами. С вулканогенно-осадочными породами связаны ильменитовые россыпи, содержащие до 400–800 кг/м^3 полезного компонента.

В начале позднефранского (петинского) времени, в меньшей степени в его конце (евланово-ливенского), произошли излияния толеитовых базальтов, образовавших несколько полей на юго-востоке ВА. Поля распространения базальтов обычно тяготеют к зонам развития глубинных разломов и располагаются на их пересечениях. С такими долго живущими разломами связаны эксгаляции рудных элементов в породы осадочного чехла. Так, в районе Подколодновского медно-никелевого месторождения в основании песчано-каолиновой толщи, отмечается прослой, мощностью до 0,3 м, сцементированный карбонатно-сульфидным веществом (Агейкин и др., 1968). Сульфиды (до 30–35% объема породы), представлены пиритом (55–60%), в том числе никелистым (бравоит), халькопиритом (25–30%) и арсенопиритом (10–12%). Содержания (в %) Cu до 1,0, Ni – 0,45, Co – 0,04. Кроме сульфидов, в туфах ястребовского времени, в керне скважины № 227^а отмечается самородная медь (Молотков и др., 2004). Медь выявлена в виде кристаллов и дендритов неправильной формы размером до 3–4 мм. В качестве примесей в меди отмечается серебро – 0,1%, цинк – 0,06%, мышьяк – 0,01%. Содержание меди в породе достигает 1%.

Позднегерцинская эпоха отвечает окончательному оформлению Воронежской антеклизы как палеозойской платформенной структуры. Это связано с прогибанием северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), граничащего на северо-востоке с антеклизой. В скв. 2-г на юго-востоке ВА, южнее села Новая Меловатка обнаружена дайка кварц-полевошпатового состава. Аналогичные образования Приазовья относятся к позднему палеозою, датированы ИМРом (г. Симферополь) в 260–290±12 млн лет (рубеж ранней и поздней перми). К этому времени, возможно, относятся мощные ореолы меди и никеля, выявленные Г. В. Зеленщиковым на юго-востоке ВА (Зеленщиков и др., 1978).

На северо-западе ВА (лист N-37-XXXI) практически во всех стратиграфических горизонтах выделяются аномалии цинка. Наиболее интенсивные и мощные из них приурочены к границе среднего и верхнего девона. Максимальные содержания цинка достигают 0,3%. Из песков и гравелитов базальных горизонтов карбона (скв. 4) Курского грабена проанализированы зерна хромшпинелидов. Два анализа на диаграмме Н. В. Соболева (TiO_2-Cr_2O_3 и Al_2O_3-Cr_2O_3) попали в поле составов алмазной ассоциации. На диаграмме Ч. Фипке (MgO-Cr_2O_3) результаты одного анализа отвечают алмазоносным кимберлитам (Черешинский, 2016). Это первая и потому особенно ценная находка из столь древней осадочной толщи региона. На диаграмме В. И. Ваганова (Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr) одна точка (проба 4/198) оказалась на пересечении полей алмазоносных и неалмазоносных кимберлитов (Черешинский, 2016).

Раннекиммерийская эпоха характеризуется перестройкой тектонической структуры региона, резким поднятием ее территории и размывом осадочных отложений, в отдельных участках вплоть до кристаллического фундамента. Восходящие тектонические движения по глубинным разломам активизировали проникновение рудоносных растворов в породы осадочного чехла с образованием проявлений полиметаллов, флюорита и барита, особенно в участках, граничащих с Донбассом.

Цепочки рудопроявлений полиметаллов прослежены до границы Белгородской области в соседних районах Украины (Шумлянский, 1983). Выделяются три типа оруденения: а – прожилково-вкрапленные руды с мощностью рудоносных тел до 60 м и больше (содержание Zn до 1,12%, Pb – до 0,35%); б – метасоматические линзообразные залежи в зонах развития выщелоченных и брекчированных пород (Zn – до 3% и более, Pb – до 0,5%); в – жильный, в виде халцедон-карбонатных и карбонатных жил с вкрапленностью сульфидов. Сульфидная минерализация приурочено к нижне-, и среднекаменноугольным отложениям, однако возраст оруденения, определенный по галениту составил 200±30 млн лет (T_3-J_2) (Шумлянский, 1983).

В северо-восточной стенке Михайловского карьера под г. Железногорском Курской области вскрыто основание нижнебатских песков. Из них выделены 39 микрокристаллов алмаза. Встречен обломок фиолетового пиропа, редкие зерна пикроильменита. Поступили они в морской бассейн из области суши, занимавшей в байосе-раннем бате всю центральную часть антеклизы. В районе г. Курска МИК найдены в песчаных отложениях (J_2k). На северо-востоке антеклизы (Тамбовская область) в юрских отложениях келловея из пробы 102/91 (скв. 102) выделено 27 знаков хромшпинелидов.

Позднекиммерийская эпоха характеризуется появлением в базальных горизонтах нижнемеловых отложений значительных содержаний мелких алмазов и их минералов-спутников (Савко и др., 2001; Черешинский и др., 2007). С предполагаемым мезозойским магматизмом связаны многочисленные находки мелких алмазов в меловых песках (рис. 1). Еще в 1969 г. в аптских алевритах и песках Липецкой области (Волчинская титан-циркониевая россыпь) в одной из проб Ю. А. Полкановым и Н. Ф. Кашкаровым встречено 241 зерно алмазов размером от 0,15–0,25 мм до 0,34 мм. Ими же были открыты 17 кристаллов алмаза в сеноманских песках Центрального титан-циркониевого месторождения

Тамбовской области. В 2002 г. из проб, отобранных сотрудниками ВГУ из Волчинской россыпи и обогащенных в ИМРе (г. Симферополь), извлечено 79 мелких алмазов. Особенностью минеральных ассоциаций является отсутствие в них минералов-спутников алмазов (МСА), что характерно для алмазоносных лампроитов. В разрезах расположенных южнее обнаружены минералы-индикаторы кимберлитов (МИК) – пиропы, хромшпинелиды и пикроильмениты (см. рис. 1). В юго-западной части Липецкой области и на севере Воронежской выделено пять разрезов апта, которые характеризуются высоким содержанием МИК, до 4179 хромшпинелидов на пробу. На диаграмме Н. В. Соболева для этих зерен наблюдается двойной – перидотитовый и пикритовый тренд (кимберлитовый). Аптские и альбские отложения являются самыми продуктивными на обнаружение МИК не только мелового коллектора, но и среди других образований ВА.

Проявления раннеальпийской эпохи преимущественно распространены на юго-востоке ВА. Рассматриваемая зона находится в пределах влияния Доно-Медведицкого авлакогена, активного на альпийском и неотектоническом этапах, что сказалось на облике и возрасте рудопроявлений. Наиболее выраженное из них локализовано в туронском писчем мелу Шкурлатовского рудного поля, там наблюдались гнезда рыжих охр со скоплениями барита и сфалерита (см. рис. 1). Они имели диаметр 0,1–0,3 м и группировались в полосу шириной 3–5 м. В 3 км к западу от с. Костенки (Воронежская область) в карбонатных отложениях верхнего мела выявлены включения самородного свинца (Жабин и др., 2019). Размер включений от 1–5 мм, до 5 см. В виде примесей в свинце отмечается (в %): Bi – 2,88, Fe – 1,54, Sb – 0,87, Sn – 0,51, Sr – 0,078.

Также имеются признаки алмазоносного магматизма по наличию в базальных горизонтах мелких зерен алмазов и их минералов-спутников. Они известны в циркон-титановой россыпи у г. Новозыбков на северо-западе антеклизы и в основании разреза палеогена ее юго-востока. Богаты пиропами прибрежно-морские базальные пески бучакской свиты в разрезе Жилино-Поддубный, южная часть Россошанского срединного массива (Черешинский и др., 2020). Из пробы 7003 массой 2,3 т извлечено 79 фиолетовых разностей. Рентгеноспектральным анализом подтверждено кимберлитовое происхождение отдельных зерен минерала (Cr_2O_3 до 13,25%). Это наиболее крупные пиропы из обнаруженных в дочетвертичных отложениях ВА.

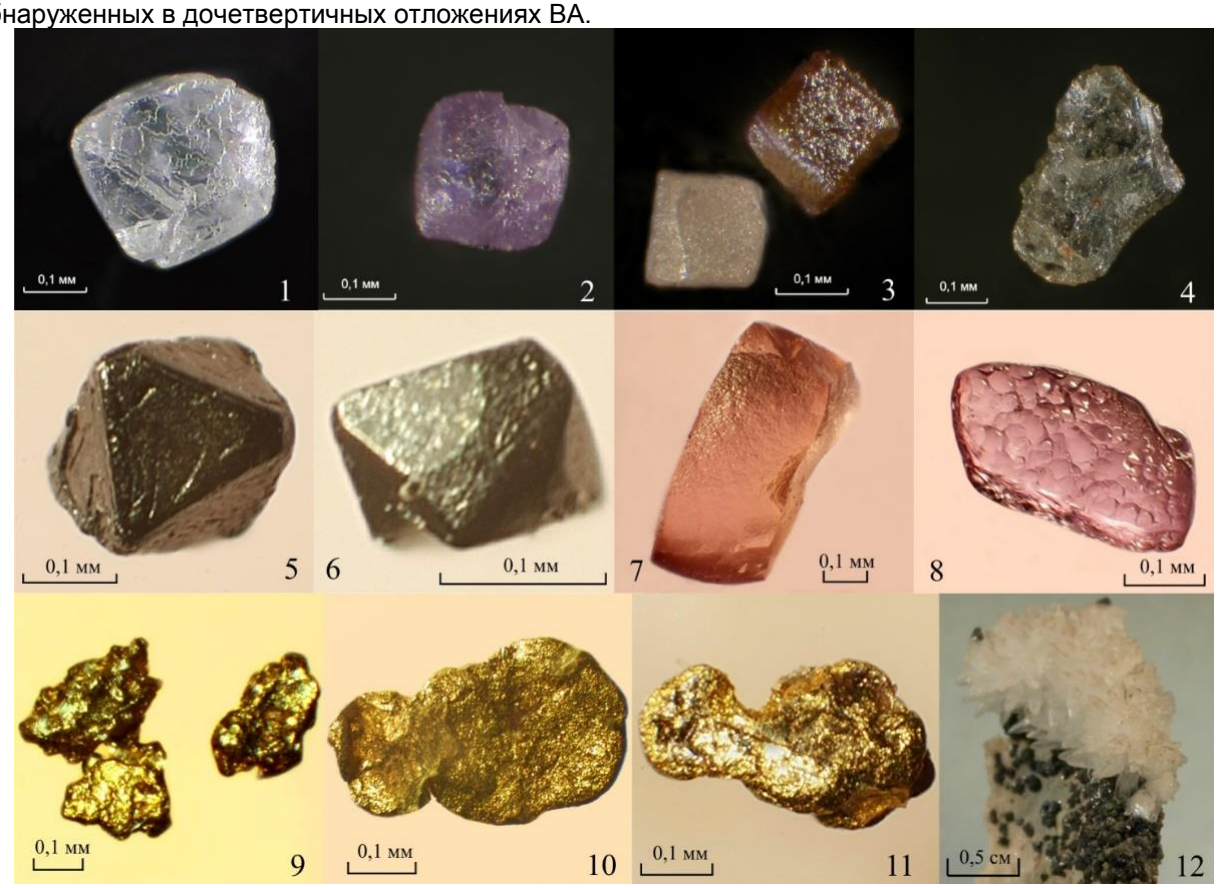


Рис. 1. Минералы-индикаторы проявления эндогенных процессов в осадочном чехле ВА

1-4 – мелкие алмазы из Волчинской россыпи; 5-6 – кристаллы хромшпинелидов; 7-8 – пиропы; 9-11 – золотины из осадочного чехла ВА; 12 – арагонит и сфалерит, Шкурлатовское проявление.

Хромшпинелиды обнаружены в пробах из отложений сумской, бучакской и воробьевской свит, их содержания колеблется от 4–10 до нескольких сотен зерен. Они представлены октаэдрическими кристаллами размером 0,1–0,2, реже до 0,5 мм. Алмазы установлены в трех разрезах, всего

обнаружено 7 мелких кристаллов (Черешинский, 2015). На участках Мамоновка и Нижний Бык обнаружены по 3 алмаза, участке Ержовка – один. Представлены октаэдрами и обломками кристаллов серого и светло-серого цветов.

Позднеальпийская эпоха проявления эндогенных процессов связана с поднятием рассматриваемой территории и превращение ее в сушу. При этом значительное развитие получили эксгаляционные процессы, связанные с зонами глубинных мантийных и коровых разломов. Поступление летучих по разрывам сопровождалось выносом в осадочный чехол благородных металлов, в результате чего возникли многочисленные проявления ультратонкого золота и интерметаллидов (см. рис. 1). Они были встречены во многих пунктах в количестве от «единичных знаков» до 3,8 г/м^3 (Савко и др., 1996).

Наибольший интерес представляет локализации золота, проявление которого в 1972 году было разведано в окрестности с. Русская Журавка на юго-востоке Воронежской области. По ряду особенностей установлен их эксгаляционно-осадочный генезис (Савко и др., 1996). Для золотин в целом характерна неокатанная форма, наличие в их составе летучих элементов, приуроченность местонахождений к зонам с повышенной тектонической активностью (связанные с глубинными разломами в фундаменте).

На северо-востоке из неогеновых отложений выделен комплекс МСА – хромшпинелиды и пиропы (Черешинский и др., 2020). Зерна хромшпинелидов размером от 0,1 до 0,25 мм представлены плоскогранными октаэдрами, а содержания в пробах – от 7 до 43 знаков. Пиропы отмечаются в 4 разрезах, их от 1 до 3 зерен в одной пробе, они фиолетовой, реже розово-фиолетовой окраски различной интенсивности.

Каждая из рассмотренных выше эпох обычно проявлена в определенных районах антеклизы и содержит свой набор пород и руд. Он зависит от коромантийного источника рудного вещества, а также состава отложений, где оно концентрируется на геохимических и других барьерах.

Эндогенные процессы, наложенные на породы осадочного чехла, привели к формированию ряда полезных ископаемых различного генезиса, поиски и разведка которых могут привести к открытию новых для региона месторождений. С девонским магматизмом связаны вулканогенно-осадочные россыпи титана, в которых содержание ильменита достигает первых сотен кг/м^3. Базальты и россыпи ильменита на юго-востоке антеклизы присутствуют во вскрыше медно-никелевых, графитовых месторождений и над куполами гранитоидов, что открывает возможности для их комплексной отработки. Ценность месторождений увеличивают осадочные полезные ископаемые, залегающие во вскрыше – каолины, кварцевые пески, мела и кирпичные суглинки.

В кайнозое с эксгаляциями в осадочный чехол связаны проявления ультратонкого золота, одно из которых Русская Журавка было разведано в прошлом столетии. Однако из-за трудностей извлечения металла (7–12%) геологоразведочные работы не были продолжены. С появлением новых технологий они могут быть возобновлены.

Наличие мелких алмазов и их минералов спутников в базальных горизонтах позволяют предположить алмазоносный кимберлитовый (лампроитовый) магматизм в фанерозое ВА. Проведенные исследования позволяют прогнозировать три эпохи его проявления – позднегерцинскую, позднекиммерийскую и раннеальпийскую. Наиболее достоверной из них является вторая.

Литература

Агейкин, А. С. Медная и никелевая минерализация в терригенных отложениях верхнего девона на юго-востоке Воронежской области / А. С. Агейкин, Н. М. Чернышов, С. П. Молотков // Сов. Геология. – 1968. – № 1. – С. 122–125.

Быков, И. Н. Новые данные о строении вулканических образований ятребовского горизонта на юге Воронежской области / И. Н. Быков, В. А. Канцеров // Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. – Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та, 1974. – вып. 2. – С. 40–44.

Жабин, А. В. Металлы и их соединения в отложениях верхнего мела юго-восточной части Воронежской антеклизы / А. В. Жабин, Д. А. Дмитриев // Вестник Воронеж. гос. ун-та. – Сер.: Геология. – Воронеж, 2019. – № 3. – С. 5–9.

Зеленщиков, Г. В. Анализ блоковой тектоники юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива / Г. В. Зеленщиков, Д. В. Давыденко // Геотектоника. – 1978. – № 3. – С. 38–48.

Милаш, А. В. Литология девонских отложений юго-востока Воронежской антеклизы / А. В. Милаш, А. Д. Савко // Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. гос. ун-та. – 2017. – Вып. 100. – 122 с.

Молотков, С. П. Первое рудопроявление самородной меди, связанное с верхнедевонским базальтоидным вулканизмом юго-востока Воронежской антеклизы / С. П. Молотков, А. Ю. Альбеков // Вестник Воронеж. гос. ун-та. – Сер.: Геология. – Воронеж, 2004. – № 1. – С. 116–130.

Савко, А. Д. Золото и редкие минералы в осадочном чехле Воронежской антеклизы / А. Д. Савко, Л. Т. Шевырев, В. В. Ильяш, Е. Н. Божко // Вестник Воронеж. гос. ун-та. – Сер.: Геология. – Воронеж,1996. – № 1. – С. 133–138.

Савко, А. Д. Геохимические особенности и генезис золота осадочного чехла Воронежской антеклизы / А. Д. Савко, Л. Т. Шевырев, В. В. Ильяш, В. А. Окороков // Вестник Воронеж. гос. ун-та. – Сер.: Геология. – Воронеж, 1996. – № 2. – С. 86–95.

Савко, А. Д. Ассоциация минералов-индикаторов алмазоносности в осадочном чехле Воронежской антеклизы / А. Д. Савко, Л. Т. Шевырёв, В. В. Ильяш // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж, 2001. – С. 423-433.

Черешинский, А. В. Акцессорные минералы базальных горизонтов Воронежской антеклизы (в связи с вопросами алмазоносности) / А. В. Черешинский, А. Д. Савко // Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. гос. ун-та. – 2007. – Вып. 48. – 120 с.

Черешинский, А. В. Мелкие алмазы Воронежской антеклизы: распространение, особенности, происхождение / А. В. Черешинский // Вестник Воронеж. гос. ун-та. – Сер.: Геология. – Воронеж, 2015. – № 3. – С. 83–89.

Черешинский, А. В. Минералы-индикаторы кимберлитов палеозойского промежуточного коллектора Воронежской антеклизы / А. В. Черешинский // Вестник Воронеж. гос. ун-та. – Сер.: Геология. – Воронеж, 2016. – № 1. – С. 76–82.

Черешинский, А. В. Эндогенные процессы и связанный с ними рудогенез в фанерозое Воронежской антеклизы / А. В. Черешинский, Л. Т. Шевырев, А. Д. Савко // Вестник Воронеж. гос. ун-та. – Сер.: Геология. – Воронеж, 2020. – № 1. – С. 6–29.

Шумлянский, В. А. Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины / В. А. Шумлянский. – Киев : Наукова думка, 1983. – 220 с.

Influence of endogenous processes on the formation of minerals in the sedimentary cover of the Voronezh anteclise

Chereshinsky A.V., Savko A.D.

Voronezh State University, Russia, 394018, Voronezh, Universitetskaya pl. 1, vsu31022@mail.ru

Endogenous processes superimposed on the rocks of the sedimentary cover have led to the formation of a number of minerals, the search and exploration of which can lead to the discovery of new deposits for the region. Endogenous mineralization is usually developed in the zones of Phanerozoic activation; six epochs of manifestation of such processes have been identified.

Keywords: endogenous processes.

УДК: 549.283

Благороднометалльное оруденение (Au, Pt, Pd) в юрских углях Приэльбрусья (Северный Кавказ)

Черкашин В.И.[1], Рябов Г.В.[1,2], Бурцев А.А.[2]

[1]Институт геологии Дагестанского федерального исследовательского центра Российской академии наук, Россия, 367030, г. Махачкала, ул. М.Ярагского 75, dangeo@mail.ru

[2]ФГБОУ ВО Южно-Российский государственный политехнический университет (Новочеркасский политехнический институт) им. М.И. Платова, Россия, 346428, Ростовская область, г. Новочеркасск, ул. Просвещения 132, Georg.riabov@yandex.ru

В Северном Приэльбрусье установлено в углях хумаринской свиты, выходящих на поверхность в долине реки Малки близ горы Тузлук, аномальное содержание благородных металлов (золото, платина, палладий). Находки благородных металлов в углях хумаринской свиты подтверждают наличие на Северном Кавказе нового типа благороднометального (Au, Pt, Pd) оруденения, присутствующего в силурийских ультрабазитах, девонских чёрных сланцах, коре выветривания альпинотипных ультрабазитов и современных аллювиально-делювиальных отложениях.

Ключевые слова: Приэльбрусье, угли, золото, платина, палладий

Введение. Металлы платиновой группы встречаются в природе весьма редко, и в пределах месторождений платиновых руд они распределены неравномерно. Их промышленные концентрации колеблются от 2–5 г/т до *n* кг/т в коренных собственно платиновых месторождениях, от десятых долей до сотен (иногда тысяч) г/т в коренных комплексных и от десятков мг/м^3 до сотен г/м^3 в россыпных месторождениях [12,13].

Комплекс благородных металлов (Au, Pt, Pd) на Северном Кавказе за последнее десятилетие исследовался геологами ЮРГПУ (НПИ) — И.А. Богуш, А.А. Бурцев, Г.В. Рябов [1,2,3,4]; ЮНЦ РАН — С.Г. Парада и др. [8, 9]; Института геологии Дагестанского НЦ РАН — В.И. Черкашин, А.Р. Юсупов [1**Ошибка! Источник ссылки не найден.**, 2, 3]. В результате этих коллективных работ было установлено наличие на Северном Кавказе нового типа благороднометального (Au, Pt, Pd) оруденения, присутствующего в силурийских ультрабазитах, девонских чёрных сланцах, коре выветривания альпинотипных ультрабазитов и современных аллювиально-делювиальных отложениях. Указанные благородные металлы в том числе обнаружены в базальном горизонте плинсбахского яруса, а источником металлов являются продукты выветривания ультрабазитов.

В связи с этим наше внимание привлекли угли хумаринской свиты плинсбахского яруса, которые широко известны в Карачаево-Черкесской Республике: хумаринские угли отрабатываются для местных нужд и относятся к низко метаморфизованным углям, качественно близким к бурым углям. На территории Северного Приэльбрусья угленосные толщи сложно дислоцированы, и угли высоко метаморфизованы (на уровне антрацитов). В указанных угольных проявлениях нами в качестве первой находки были выявлены аномально высокие содержания Au, Pt, Pd, в сумме больше 1 г/т.

Основное содержание работы. Юрские угли хумаринской свиты нижнего плинсбаха на Северном Кавказе изучены давно [5, 6, 7, 10, 11]. Хумаринские отложения несогласно залегают на палеозойских отложениях и в междуречье Кубань-Малка достигают максимальной мощности (900–1000 м) и обнаруживают отчётливо выраженное трёхчленное строение. В нижней и верхней её толщах (подпродуктивной и надпродуктивной, соответственно) преобладают песчаники, а средняя толща, насчитывающая до 20 прослоев и пластов каменного угля, сложена переслаиванием алевролитов и песчаников. Хумаринская свита прослеживается непрерывно на всём протяжении от бассейна р. Зеленчук на западе, до бассейна р. Чегем на востоке. Непосредственно в бассейне р. Малка мощность свиты составляет около 400 м.

Нами обнаружено аномальное содержание благородных металлов (золото, платина, палладий) в углях хумаринской свиты, выходящих на поверхность в долине Малки близ горы Тузлук (Северное Приэльбрусье).

Обнажение на объекте с условным названием «Тузлук» с выходом углей находится в 50 м восточнее трассы «Кисловодск-Джилы-су», южнее горы Тузлук (рис. 1). Координаты точки, соответствующей обнажению, следующие: 43°28'06,3" СШ; 42°31'56,5" ВД.



Рис. 1. Местоположение объекта «Тузлук»

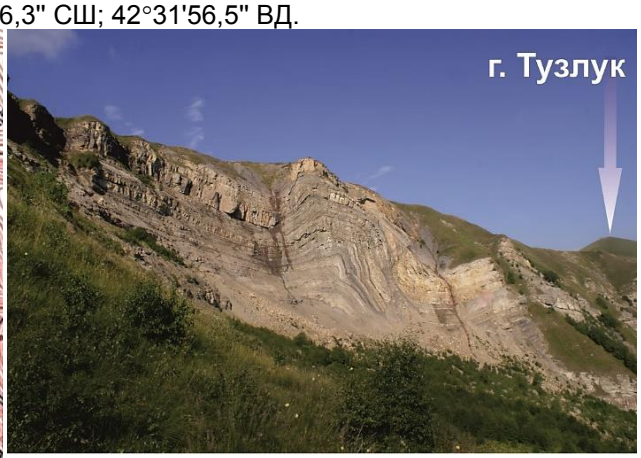


Рис.2 Обнажение «Тузлук». Гора Тузлук (стрелка)

Обнажение представлено обрывом - естественным выходом скальных пород (рис. 2). По вертикали стена обнажения, перекрываемая снизу коллювиальной осыпью, составляет примерно 200 м. Начиная от серпантина дороги на гору Джилы-су, обнажение тянется вниз по течению р. Малка на 1 км.

Стена, образующая обнажение, вертикальная, проходима только с применением скалолазной техники при организации страховочных станций. Стена камнеопасна. По указанным причинам непосредственно исследовать удалось лишь нижнюю часть стены и коллювий, залегающий у подножия стены.

Плоскости обнажения ориентированы в двух направлениях:

1) субмеридиональное - генеральный азимут 340^0;

2) субширотное - генеральный азимут 260^0.

Породы, вскрываемые обнажением, представлены переслаиванием крупно- и грубозернистых песчаников, конгломератов (слагают подавляющую часть разреза); слабо рассланцованных

алевролитов (развитие по разрезу резко подчинённое песчаникам); углей (образуют прослои мощностью до 0,2-4 м).

В восточном фланге обнажения вскрыт пласт гальки белого переотложенного обломочного (макроолитового) известняка. Непосредственно исследована (с отбором образцов) восточная (субширотная) часть обнажения, ориентированная по простиранию песчаников — нижняя часть разреза и верхняя часть коллювиальной осыпи. Субмеридиональная часть стены, ориентированная по падению пород, труднодоступна, отбор проб на ней без специальной подготовки не возможен, и даже при наличии альпинистской квалификации — опасен (камнепад!).

Песчаник - крупно-грубозернистый, до гравелита, светлого кремового, местами практически белого цвета. Зёрна, в большинстве своём, кварцевого состава (кварц белый, иногда до полупрозрачного), хорошо окатанные. Редко встречаются углистые зёрна, имеющие крайне незначительное распространение. Размер зёрен достигает 2 мм.

Цемент кварцевый, контактовый, поры большей частью пустые. Порода средней крепости.

Пачки песчаника по разрезу не выдержаны по мощности, в основном они имеют мощность не более 1–2 м, однако в верхней труднодоступной части разреза пачка массивного песчаника достигает, по визуальным оценкам, мощности примерно до 20 м.

Алевролиты имеют подчинённое развитие, прослои их в исследованной части обнажения по мощности не превышают 0,2–0,3 м. Цвет породы светло-серый с коричневатым оттенком.

Оолитовый конгломерат известняка отмечен на восточном фланге обнажения «Тузлук». Порода представлена сцементированными (цемент известковый контактовый) изометричными окатанными обломками 1–2 см в поперечнике со скорлуповидной (1–2 мм толщиной) известняковой оболочкой. Мощность слоя оолитового известнякового конгломерата не превышает 0,3 м.

Уголь представлен в виде слоёв различной мощности (от нескольких сантиметров до 0,4 м), частично дислоцированных, нередко в виде расщепляющихся линз (рис. 3). Мощность прослоев угля в исследованной части обнажения достигает 0,2 м. Углистое вещество в линзочках и секущих прожилках сильно метаморфизовано и представлено материалом антрацитового облика. При отборе образцов уголь не пачкает рук. В коллювии под стеной объекта «Тузлук» встречаются довольно крупные глыбы антрацита (0,5×0,5×0,2 м), упавшие с верхней, труднодоступной части стены. Антрацит в наблюдаемом разрезе встречается также в виде относительно небольших линз. В коллювии встречаются единичные глыбы с развитой по антрациту сульфидной (пиритной) минерализацией, которая носит характер вкрапленности и тонких (до 1 мм) просечек.

В коллювии под стеной объекта «Тузлук» встречаются глыбы песчаников, импрегнированные углистым веществом. Последнее также встречается в глыбах коллювия в виде беспорядочно ориентированных прожилков антрацита мощностью до первых сантиметров. В ориентировке прожилков не прослеживается какой-либо системы. Вмещающая порода (песчаник) нередко лимонитизирована. В ряде случаев в углистых образованиях встречаются трудно идентифицируемые фрагменты растительных остатков, которые чаще располагаются по плоскостям напластования породы.

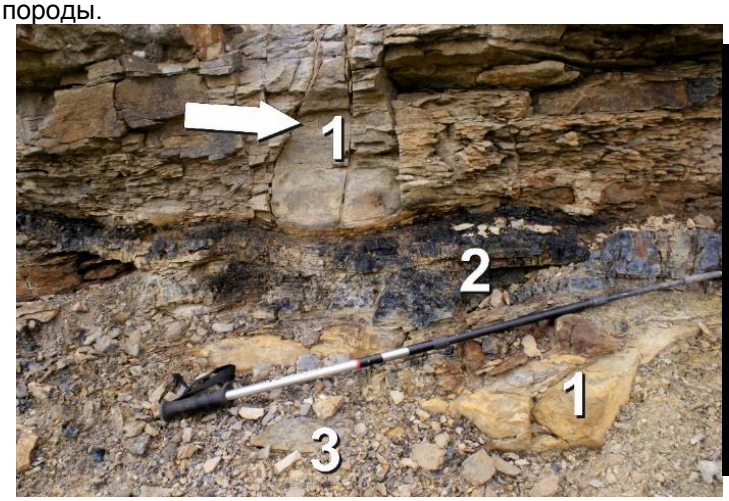


Рис. 3. Угольный пласт, перекрываемый алевролитом с нептуническим внедрением (отмечено стрелкой) вышезалегающего песчаника в алевролит.1 - песчаник; 2 - уголь; 3 - коллювий

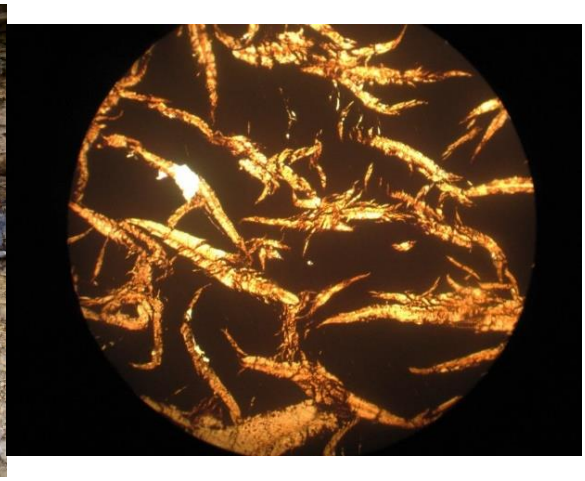


Рис. 4. Углистая масса (чёрное) с просечками сидерита(светлое). Образец № 2015/4, объект «Тузлук». Ширина кадра 3,6 мм

В прослоях песчаника иногда встречаются кварц-сидеритовые конкреции, имеющие поперечник до 0,2–0,4 м и нередко покрытые обохренной коркой толщиной первые мм. Контакты между пластами, как правило, чёткие, нередко контрастные. При исследовании обнажения отобраны образцы

следующих пород: антрацит (в т. ч. содержащий растительные остатки, а также антрацит пиритизированный), известняковый конгломерат, песчаник. В результате микроскопическое изучение угля объекта «Тузлук» показало, что уголь рассечён системой перьевидных различно ориентированных прожилков, выполненных сидеритом, который заполняет до 25% и более от площади шлифа (рис. 4).

Уголь, занимающий около 70% его площади, представляет собой красновато-бурый изотропный агрегат с элементами слабо выраженной комковатой структуры, по внешнему виду напоминающий витренит. Погасание сидерита, выполняющего прожилки, волнистое или облачное. Окраска его зональная, светло-серая с буроватым оттенком. Это обусловлено неравномерным насыщением минерала тонкодисперсным углистым веществом. Последнее часто концентрируется по периферии агрегатов сидерита, иногда в центре и по поперечным трещинкам. Морфология трещин и их текстурный рисунок говорят об их позднедиагенетической природе. В отобранных образцах объекта «Тузлук» обнаружено следующее содержание металлов (табл. 1).

Следует отметить, что максимальное содержание благородных металлов и кобальта встречены в образцах угля, содержащих органические остатки. Максимальное содержание меди отмечается в известняке, а также в песчанике.

Табл. 1. Результаты анализов пород обнажения на объекте «Тузлук»

№ п/п	Индекс	Название породы	Содержание элементов, г/т					
			Au	Pt	Pd	Cu	Pb	Co
1	Т-2015/1	Антрацит	0,28	0,1	0,3	4,7	2,4	7,8
2	Т-2015/2	Конгломерат известняка	0,20	0,3	0,17	43,9	3,3	9,6
3	Т-2015/3	Антрацит пиритизированный	0,33	0,9	0,3	3,2	3,8	9,3
4	Т-2015/4	Антрацит	0,87	0,2	0,4	11,5	2,1	5,9
5	Т-2015/5	Антрацит	0,21	0,9	0,1	2,8	5,7	10,2
6	Т-015/6	Антрацит с раст. остатками	1,31	0,4	0,4	4,8	3,3	2,4
7	Т-2015/7	Песчаник с углистым цементом	0,57	0,2	0,3	16,8	9,1	9,0

Заключение. Благородные металлы платиновой группы на Северном Кавказе объектом внимания исследователей стали лишь в последнее время. Изучение закономерностей концентрации платины, палладия, а также золота даёт возможность выявить источники этих металлов и определить способы их концентрации в породах. Угли хумаринской свиты эксплуатировались в промышленном масштабе, однако о повышенных содержаниях драгоценных металлов сведений в литературе не появлялось.

Очевидно, область распространения угля, содержащего Au, Pt, Pd и Co, ограничена территориально. Своеобразие изученного угля заключается в высокой степени метаморфизма и в аномально высоком содержании благородных металлов — золота, платины и палладия, а также кобальта, адсорбированных углём.

Полученные результаты ещё раз подтверждают наличие нового типа благороднометального оруденения на Северном Кавказе. Концентрация благородных металлов в органических соединениях объекта обусловлена наличием угля как концентратора золота, платины, палладия и т.д., а источником указанных металлов является Малкинский ультрабазитовый массив [4].

Литература

Богуш И.А., Черкашин В.И., Рябов Г.В. и др. Новый тип оруденения благородных металлов на Северном Кавказе // Доклады РАН, 2016, том 466, № 2. С. 193–195.

Богуш И.А., Черкашин В.И., Юсупов А.Р. Минералогические основы прикладной геологии // Труды института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск 63. Махачкала. Институт геологии ДНЦ РАН. 2014. — С. 211–213.

Богуш И.А., Бурцев А.А., Черкашин В.И. Благородные металлы в черных сланцах Урупо-Лабинского района Северного Кавказа // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Грозный. 2016. — С. 35–40.

Богуш И.А., Бурцев А.А., Рябов Г.В. Минералы благородных металлов и их источники на Северном Кавказе // Наука Юга России. 2017. Т. 13. № 2, С 34–40.

Геология и рудные месторождения Центрального Кавказа. Изд-во АН СССР, Москва — Ленинград, 1948 г., 234 стр.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Том 1. 1210 с. Изд-во Недра. 1968.

Мокринский В.В., Вальц И.Э., Власов В.М. и др. Закономерности развития и размещения раннемезозойского угленакопления на территории Крыма, Кавказа и Прикаспия. Изд. "Наука", М-Л, 1965 г. 223 с.

Парада С.Г., Маркин М.Ю., Холод Ю.В., Шишкалов И.Ю. Минерагенические аспекты геохимических исследований Малкинского рудного района. Вестник Южного научного центра РАН. Том 7. № 1. 2011. С. 47–58.

Парада С.Г. Предпосылки и признаки платиноносности гипербазитовых массивов Северного Кавказа // Наука Юга России. 2017.Т. 13. № 1. С. 59–73.

Полянский Б.В. Мезозойские угленосные формации северной окраины Мезотетиса. Труды геол. ин-та. Вып. 435. М. "Наука". 1989 г. 191 с.

Потапенко Ю.Я. Геологические маршруты в Приэльбрусье. Изд-во КЧГПУ. 2002.

Разин Л. В., Месторождения платиновых металлов, в кн.: Рудные месторождения СССР, т. 3, М., 1978.

Рябов Г.В. Платиноносность руд колчеданных объектов Северного Кавказа (на примере Урупского месторождения // Сб. науч. трудов «Геология, оценка и локальный прогноз месторождений цветных, редких и благородных металлов» // Новочеркасск ЮРГТУ (НПИ). 1994. С. 25–32.

Precious-metal mineralization (Au, Pt, Pd) in the Jurassic coals Elbrus (North Caucasus)

Cherkashin V. I.[1], Ryabov G. V.[1,2], Burtsev A. A.[2]

[1]Institute of Geology, Dagestan Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Russia, 367030, Makhachkala, st. M.Yaragkogo 75, dangeo@mail.ru

[2]South Russian State Polytechnic University (Novocherkassk Polytechnic Institute) M.I. Platov, Russia, 346428, Rostov region, Novocherkassk, st. Enlightenment 132, Georg.riabov@yandex.ru

In the Northern Elbrus set in coals humarinski formation, which outcrop in the valley of the Malka river near mount Brine anomalous content of precious metals (gold, platinum, palladium). Finds precious metals in coals humarinski suites confirm the presence in the North Caucasus, a new type of noble (Au, Pt, Pd) mineralization present in the ultrabasic rocks of the Silurian, Devonian black shales, weathering crust of the Alpine-type ultramafic and modern alluvial-deluvial deposits.

Keywords: Elbrus region, coal, gold, platinum, palladium

УДК 553.068.5

Промышленные россыпи алмазов Урала: прошлое, настоящее, будущее

Чуйко В.А. [1], Пактовский Ю.Г. [2], Осовецкий Б.М. [2], Попов А.Г. [2]

[1]ООО «Алмайнинг». Россия,614081, г. Пермь, ул. Кронштадтская, 35, vchujko@mail.ru

[2] Пермский государственный национальный исследовательский университет. Россия, 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15, urijpaktovskij65@gmail.com

За последнее десятилетие двадцать первого века в геологии нашего региона произошли два события, которые связали воедино прошлое, настоящее и, возможно, будущее алмазной отрасли Урала. Первое событие относится к установлению промышленной алмазоносности силурийского промежуточного коллектора (S_1kl) на Северном Урале, второе – к открытию нового месторождения на Среднем Урале, по запасам сопоставимого со знаменитыми североуральскими россыпями. В этой связи приобретают особое значение вопросы стратегического и тактического планирования в уральском регионе, взаимодействия производства и науки. Правильно выбранная стратегия и рациональная тактика вселяют уверенность в будущем алмазной отрасли на Урале.

Ключевые слова: Урал, россыпи, алмаз

Урал являлся первым алмазодобывающим районом в нашей стране. Добыча россыпных алмазов дражным способом началась в 1940-е гг. в бассейне верхнего течения р. Чусовой. До этого времени находки алмазов на Урале были достаточно редкими и чаще всего случайными. Только с началом целенаправленных геологоразведочных работ под руководством А.П. Бурова были открыты первые промышленные россыпи на Среднем Урале в бассейне р. Койвы (Алмазники…, 2007). В 1956 г. разведаны россыпи в бассейне р. Вишеры на Северном Урале с гораздо более высокими содержаниями, чем на Среднем Урале. В итоге центр алмазодобычи переместился в Вишерский алмазоносный минерагенический россыпной район и оставался таковым до банкротства ЗАО «Уралалмаз» в 2014 г. На Северном Урале наряду с россыпями в современных и древних долинах рек

обнаружены также остаточные россыпи раннепалеозойского времени, названные промежуточными коллекторами алмазов: такатинским – в базальных отложениях такатинской свиты нижнего девона (D_1tk) и силурийским (Пактовский, 2022) – в основании колчимской свиты лландовери (S_1kl). Кроме того, разрабатывались погребенные неоген-четвертичные россыпи депрессионного типа, из которых месторождение «Волынка» до недавнего времени оставалось наиболее крупным из открытых на Урале (Чуйко, 2005).

Прекращение добычи алмазов на Урале не было связано с отсутствием районов для наращивания истощающихся запасов драгоценного камня. Причиной являлось удорожание поисково-разведочных работ и отсутствие соответствующего финансирования, при этом значительные средства, потраченные на поиски первоисточников (кимберлитов или родственных им пород в складчатой зоне Урала), по сути, оказались потраченными впустую.

Важным этапом решения проблемы россыпной алмазоносности Урала является установление типа коренного источника, его расположения и связи с ним россыпей во времени и пространстве.

По мнению авторов статьи коренными источниками уральских россыпных алмазов являются кимберлиты древнего (предположительно, докембрийского) возраста, расположенные на восточной окраине Волго-Уральского щита. В настоящее время они перекрыты толщей палеозойских отложений и залегают на глубинах свыше 1,5 км (Осовецкий, 2022).

В течение длительного континентального перерыва на кимберлитах сформировались мощные коры выветривания, размыв которых древними реками происходил в раннесилурийскую и раннедевонскую эпохи с переносом алмазов в восточном направлении и формированием прибрежно-морских россыпей.

Россыпные алмазы кайнозойской речной сети являлись продуктами перемыва этих промежуточных коллекторов. Шлейф кайнозойской россыпной алмазоносности протягивается вдоль Урала (точнее окраины Волго-Уральского щита) на протяжении до 1500 км, что полностью соответствует зоне распространения пород промежуточных коллекторов.

В течение последних десятилетий, предшествовавших прекращению добычи россыпных алмазов на Урале, проведение поисковых работ оказывалось все менее эффективным. Примером является история с изучением алмазоносности кайнозойского аллювия на территории Чикман-Нярской депрессии, которая продолжалась более 50 лет. Все проводимые здесь поиски сопровождались установлением низкой алмазоносности аллювия палеорек, которая была ниже промышленного уровня. Но именно в этом районе в 2022 г. установлена промышленная алмазоносность Сюзёвской россыпи, как нам кажется, благодаря двум обстоятельствам.

Во-первых, фирмой «Алмайнинг» была разработана и применена принципиально новая методика проходки горных выработок на поисковом этапе, позволившая отбирать пробы из глубоких горизонтов (40–60 м), недоступных ранее для опробования. Во-вторых, была выбрана палеодолина, обломочный материал которой сформировался практически полностью за счет перемыва пород девонского промежуточного коллектора, в минимальной степени разубоженного материалом местных неалмазоносных пород.

О том, что причиной неэффективности предыдущих поисковых работ на территории Чикман-Нярской депрессии являлось именно разубоживание алмазоносного материала, можно судить по данным изучения минерального состава аллотигенной части тяжелой фракции аллювия. В ней для ранее изученных палеодолин ведущими минералами класса 0,25–0,1 мм являлись ильменит и авгит, поступавшие из вулканических пород ближайшего геологического окружения (Лунев, 1996). Аналогичный минеральный состав того же класса тяжелой фракции Сюзевской россыпи соответствовал турмалин-цирконовой ассоциации (т.е. совпадал с таковой пород промежуточного коллектора).

Полезную информацию в поисковом отношении дали также результаты дробного гранулометрическго рассева грубообломочного аллювия россыпи, который позволил количественно оценить степень разубоживания россыпных отложений неалмазоносным материалом местных пород. Индикатором, способным оценить степень разубоживания, оказался характер гистограммы распределения обломочного материала по крупности, а именно – присутствие дополнительных максимумов (Пактовский, 2023).

Открытие новой промышленной россыпи алмазов на западном склоне Урала и выявление особенностей ее формирования позволяет предложить ряд поисковых признаков, использование которых может привести к обнаружению аналогичных россыпей в районах со сходным геологическим строением.

Следует подчеркнуть, что эффективность прогнозно-поисковых работ во многом может быть повышена с использованием современных аналитических методов изучения вещественного состава россыпных отложений. В частности, благоприятными литологическими признаками являются следующие:

– наличие промежуточного коллектора алмазов в качестве главного источника питания обломочного материала древнего водотока;

– грубообломочный состав аллювия, соответствующий древнему водному потоку высокой активности (т.н. «зрелый» аллювий) без признаков разубоживания местным не алмазоносным материалом;

– минеральный состав аллотигенной части тяжелой фракции, сложенный комплексом устойчивых минералов (прежде всего, цирконом и турмалином или лейкоксеном) как дополнительный индикатор размыва пород промежуточного коллектора.

Весьма важным критерием, определяющим перспективность россыпного объекта, является его расположение относительно крупных тектонических структур. В качестве эталонного объекта должна рассматриваться Сюзёвская россыпь, которая находится непосредственно на границе структур Урала I порядка – Западно-Уральской внешней зоны складчатости и Центрально-Уральского поднятия. При этом сама Сюзёвская россыпь алмазов является первым месторождением нового промышленно-генетического типа – алмазоносные россыпи зон тектонических уступов.

Подводя некоторые предварительные итоги, можно отметить, что перспектива открытия новых месторождений на Северном и Среднем Урале связана, в основном, с глубокими горизонтами уже известных алмазоносных депрессий, а также с локальными промышленными объектами в древних нижнепалеозойских (Пактовский, 2022) и, возможно, верхнепротерозойских промежуточных коллекторах. Новая технология, примененная при поисковых работах, доказала, что уральская алмазная отрасль может иметь большое будущее. Примеры, хорошо известные в мировой практике, только прибавляют нам уверенности (Kjarsgaard, 2022).

Литература

Алмазники Урала: сб. статей и воспоминаний о первых алмазниках России / под. ред. Н.В. Введенской. – Перм. отд. РМО. – Перм. ун-т. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2007.– 120 с.

Лунев, Б.С. Мелкие алмазы Урала / Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1996. – 128 с.

Осовецкий, Б.М. Источники питания и история формирования уральских россыпей алмазов / Осовецкий Б.М., Попов А.Г., Пактовский Ю.Г., Чуйко В.А. // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / Перм. гос. нац. исслед. ун-т; отв. ред. И.И. Чайковский. – Пермь, 2022. – Вып. 26. – С. 196–206.

Пактовский, Ю.Г. Обоснование эолового типа алмазоносных россыпей на Урале / Ю.Г. Пактовский // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. XI Международная научно-практическая конференция «ЦНИГРИ». – Сб. тез. докл. – М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2022. – С. 181–183.

Пактовский, Ю.Г. Поисковое значение дробного гранулометрического анализа в изучении алмазоносных россыпей / Ю.Г. Пактовский, В.А. Чуйко, К.П. Калинин // Вестник Пермского университета. Геология. – 2023. – Т. 22, № 2. – С. 133–144.

Чуйко, В.А. Путеводитель геологической экскурсии «Россыпные месторождения алмазов Красновишерского района». // В.А. Чуйко, В.А. Синкин. – Красновишерск – Пермь: Перм. ун-т; ЗАО «Уралалмаз», 2005. – 28 с.

Kjarsgaard, B.A. A review of the geology of global diamond mines and deposits / B.A. Kjarsgaard, Mike de Wit, L.M. Heaman, D.G. Pearson , Johann Stiefenhofer, Nicole Janusczcak, Steven B. Shirey. // Review in mineralogy and geochemistry. – V. 88. – Pp. 1–118. – Mineralogical Society of America. – 2022.

Industrial placers of diamonds of the Urals: past, present, future

Chujko V.A.,[1], Paktovskiy Yu.G.[2], Osovetskiy B.M.[2], Kalinin K.P.[2]

[1] Almining, 35 Kronshtadskaya St., Perm 614081, Russia. E-mai: vchujko@mail.ru
[2]Perm State University, 15 Bukireva Str., Perm 614990, Russia. E-mail: urijpaktovskij65@gmail.com

Over the last decade of the twenty-first century, two events have taken place in the geology of our region that have linked together the past, present and, possibly, the future of the Ural diamond industry. The first event relates to the establishment of industrial diamond–bearing Silurian intermediate reservoir (S1kl) in the Northern Urals, the second - to the discovery of a new deposit in the Middle Urals, reserves comparable to the famous North Ural placers. In this regard, the issues of strategic and tactical planning in the Ural region, the interaction of production and science are of particular importance. A well-chosen strategy and rational tactics inspire confidence in the future of the diamond industry in the Urals.

Keywords: Ural, placers, diamond

УДК 550.8.05

Моделирование истории формирования мелководно-морских отложений малышевской свиты пластов Ю2-4

Чучалина К.Ю.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет. Россия, 634050, г. Томск, проспект Ленина, 30, Kris_Chuchalina@mail.ru

В практике геологического моделирования распределение параметра литологии зачастую не учитывает фациальную изменчивость несмотря на то, что заполнение резервуара различного по обстановкам осадконакопления имеет принципиальные отличия в форме, размерах тел и их фильтрационно-емкостных свойствах. Не учет фациальной истории формирования залежи при трехмерном моделировании влияет на достоверность распределения коллектора в межскважинном пространстве, следовательно, и на достоверность подсчета запасов и прогноза показателей разработки.

Принимая во внимание, что на сегодняшний день геолог-модельер имеет довольно широкий спектр геолого-геофизической информации – керновые данные, геофизические исследования скважин, сейсмическую информацию, включая детерминистическую синхронную инверсию и гидродинамические исследования скважин, к геологическим моделям предъявляются высокие требования воспроизведения свойств в трехмерном пространстве относительно реально существующей системы. Исходя из этого разработка методики комплексного анализа геолого-геофизической информации для фациального моделирования с учетом пространственной изменчивости в зависимости от условий формирования моделируемой системы является важным аспектом повышения качества трехмерной модели. Высокая детализация геологической модели особенно необходима на малоизученных бурением территориях, где в дальнейшем планируется программа геолого-разведочного бурения. Таким образом, восстановление обстановок осадконакопления и особенностей источников снова материала, используя комплексный подход при моделировании коллектора, позволит создать объективное представление о геологическом строении перспективного объекта.

Ключевые слова: фация, моделирование, геологическая модель

В качестве объекта исследования рассмотрена группа пластов Ю2-4 нефтегазоконденсатного месторождения, расположенного в Ямало-Ненецком автономном округе. Изучаемый объект вскрыт четырьмя скважинами и только из двух отобран керновый материал, вынос керна составил приблизительно 99%. Стратиграфически пласты приурочены к верхнеюрским отложениям малышевской свиты. Отложения малышевской свиты представляют собой единую продуктивную толщу, залегающую с размывом на подстилающих глинах леонтьевской свиты.

Для достоверного прогноза и учета обстановок осадконакопления в геологической модели автором предложен комплексный подход, который включает в себя детальный анализ скважинных и сейсмических данных.

В ходе седиментологического изучения кернового материала было отмечено, что скважины вскрыли мелководно-морские отложения, коллектор в которых сложен преимущественно песчаными отложениями предфронтальной зоны пляжа (Рединг, 1990). Стоит отметить, что на уровне пласта Ю3 в юго-восточной части изучаемой территории по керновым данным наблюдается распространение дистрибутивных каналов. Русловые отложения в данной обстановке осадконакопления формируют коллектор с наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами, что подтверждается результатами лабораторных исследований керна. Выделение фаций в интервалах, где отсутствовал керновый материал, основано на определении типовых форм каротажных кривых ГК, ПС и ИК (ГК – гамма-каротаж, ПС – каротаж потенциала самопроизвольной поляризации, ИК – индукционный каротаж), которые были сопоставлены с ассоциациями фаций, выделенных по керну (Косков и др., 2007). В результате анализа было отмечено, наличие разных по генезису типов коллекторов на одном стратиграфическом уровне, следовательно, появляется необходимость картирования разных фациальных зон – северо-западная часть и юго-восточная часть площади.

Для картирования фациальных зон по площади была использована сейсмическая информация – 3D амплитудный куб, сейсмическая инверсия и срезы спектральной декомпозиции. На сегодняшний день, детерминистическая инверсия является востребованным инструментом количественной интерпретации сейсмических данных, позволяющая спрогнозировать наличие коллектора и его свойства. В качестве детерминистической инверсии рассматривается куб псевдопесчанистости, который рассчитан с помощью использования кубов упругих параметров P- и S- импедансов. Доля песчанистого материала определяется по кроссплоту параметров P- и S- импедансов, где определяются тренды для чистых глин и водонасыщенных песчаников. Применение спектральной

декомпозиции позволяет проследить фациальную изменчивость за счет акустической контрастности (Partyka и др., 1999).

Для картирования границ фациальных тел в интервалах, где коллектор сложен баровыми телами, была использована в основном карта псевдопесчанистости, поскольку более плавное изменение зернистости в барах как по латерали, так и по разрезу, не позволяет увидеть их четких границ на срезах спектральной декомпозиции (рис. 1).

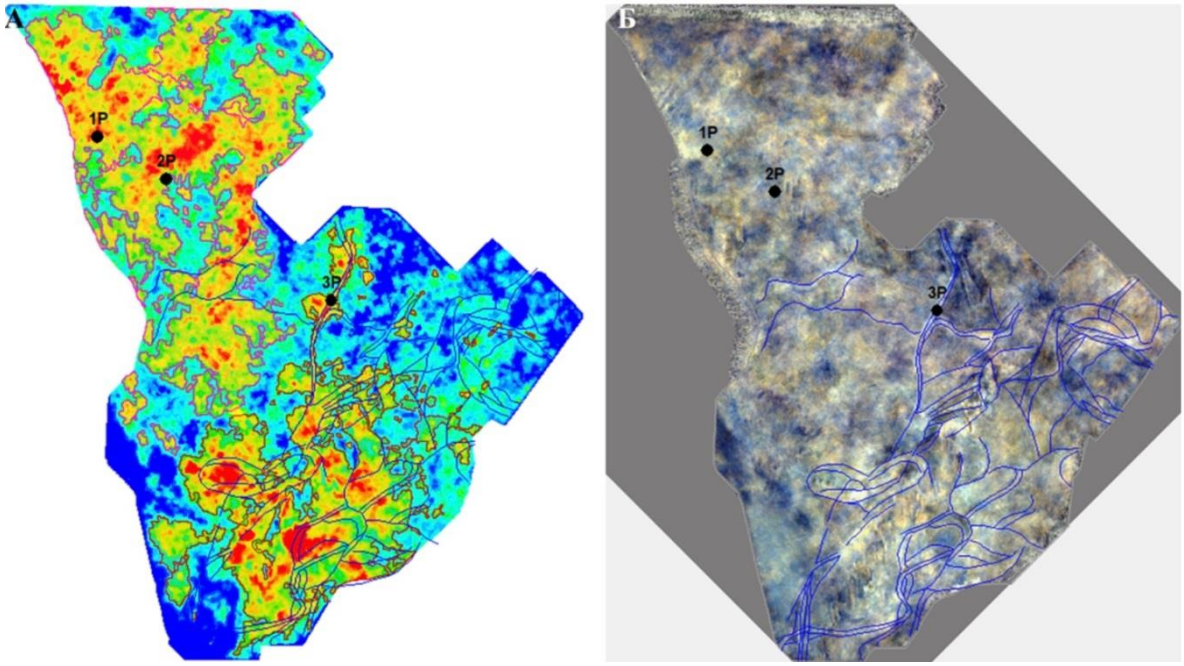


Рис. 1. Пример картирования фациальных границ в интервале пласта Ю3

А - карта псевдопесчанистости; Б - срез спектральной декомпозиции.

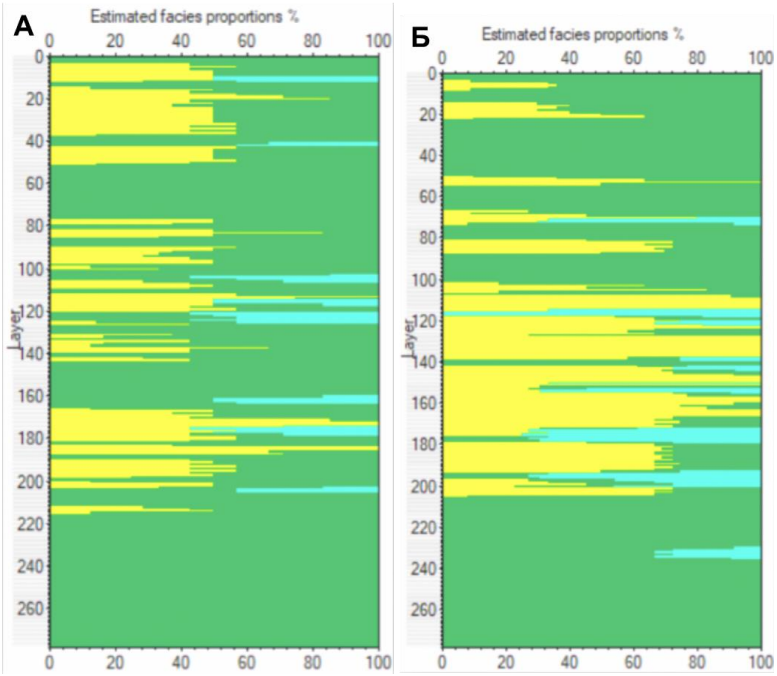


Рис. 2. Геолого-статистические разрезы в интервале Ю2-4

А-отложения баровых тел; Б-отложения преимущественно дистрибутивных каналов

Анализ спектральной декомпозиции наиболее эффективно позволил проследить дистрибутивные каналы в юго-восточной части территории, по которым осуществляется транспортировка материала (Ольнева, 2017). Высокие значения псевдопесчанистости позволили

ограничить крупные песчаные тела на северо-западе, а комплексирование карты псевдопесчанистости и срезов спектральной декомпозиции повлияло на представление о зонах распространения дистрибутивных каналов. Таким образом, закартированные фациальные зоны – отложения баровых тел и отложения дистрибутивных каналов, позволят при распределении свойств в межскважинном пространстве задавать характерные параметры для каждой фации.

Имея разные границы фациальных зон, появляется возможность достоверно воспроизвести количественную статистику скважин в трехмерном пространстве (Ампилов, 2008). При моделировании свойств в межскважинном пространстве в качестве тренда используют 1D, 2D и 3D тренды. Ниже на рисунке 2 представлены геолого-статистические разрезы (1Dтренд) с учетом разделения на фациальные обстановки.

Песчаные отложения северо-западной части – баровые тела представлены тремя циклами, а район распространения преимущественно дистрибутивных каналов характеризуется высокой песчанистостью в центральной части пластов Ю2-4. Соответственно, не учет литологической статистики по скважинам при моделировании свойств в 3D-пространстве может привести к завышению песчанистоти в кровельной и подошвенной частях пласта на юго-востоке либо не воспроизведение цикличности в северо-западной части рассматриваемой территории. В качестве площадного тренда могут быть использованы как карта псевдопесчанистоти (2D тренд), так и 3D инверсионный куб. Моделирование литологии на данной территории было осуществлено с помощью 3D куба псевдопесчанистоти, поскольку объемный тренд с большей достоверность опишет наличие или отсутствие коллектора в чистогазовой/нефтяной зоне.

Заключение. На основании комплексного анализа имеющейся информации – керновый материал, геофизические исследования и сейсмические данные, выделены границы фациальных зон в продуктивном интервале малышевской свиты Ю2-4. Учет локализации фациальных тел при построении 3D геологической модели позволяет более аргументированно оценить литологическую изменчивость месторождения, и соответственно, достоверно спрогнозировать фильтрационно-емкостные свойства, что влияет на оптимальную схему разработки отдельно для каждой обстановки осадконакопления.

Литература

Ампилов Ю. П. От сейсмической интерпретации к моделированию и оценке месторождений нефти и газа. — М.: Спектр, 2008. — 384 с.

Косков, В.Н. Геофизические исследования скважин и интерпретация данных ГИС: учеб. пособие / В. Н. Косков, Б. В. Косков. – Пермь: Изд-во Перм. гос. техн. ун-та, 2007. – 317 с.

Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т Т. 1: Пер. с англ./Под ред. Х.Рединга. – М.: Мир, 1990. – 352 с.

Ольнева Т.В. Сейсмофациальный анализ. Образы геологических процессов и явлений в сейсмическом изображении. – Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2017. – 152 с.

Partyka G., J. Gridley, and J. A. Lopez, 1999, Interpretational applications of spectral decomposition in reservoir characterization: The Leading Edge, 18, 353-360 p.

Modeling the history of the formation of shallow-water marine deposits of the Malyshevskaya suite of layers U2-4

Chuchalina K.U.

Tomsk Polytechnic University, Russia, 634050, Tomsk, Lenina avenue, 30, Kris_Chuchalina@mail.ru

In the practice of geological modeling, the distribution of the lithology parameter often does not take into account facies variability, despite the fact that the filling of a reservoir with different sedimentation conditions has fundamental differences in the shape, size of bodies, and their reservoir properties. Not taking into account the facies history of reservoir formation in 3D modeling affects the reliability of the reservoir distribution in the interwell space, and, consequently, the reliability of the calculation of reserves and the forecast of development indicators.

Taking into account that today a modeling geologist has a fairly wide range of geological and geophysical information - core data, geophysical surveys of wells, seismic information, including deterministic synchronous inversion and hydrodynamic surveys of wells, high requirements are placed on geological models to reproduce properties in three-dimensional space relative to the actual system. Proceeding from this, the development of a methodology for the integrated analysis of geological and geophysical information for facies modeling, taking into account spatial variability, depending on the conditions for the formation of the modeled system, is an important aspect of improving the quality of a three-dimensional model. High detailing of the geological model is especially

necessary in areas that have not been well explored by drilling, where a program of geological exploration drilling is planned in the future. Thus, the restoration of sedimentation environments and the features of the sources of re-material, using an integrated approach to reservoir modeling, will allow creating an objective idea of the geological structure of a prospective object.
Keywords: facies, modeling, geological model

УДК 553.493.43

Типоморфные характеристики барита из полиметаллических хвостохранилищ Салаирского Кряжа

Шавекина А.Ш.[1,2], Бортникова С.Б.[1], Волынкин С.С.[1], Юркевич Н.В.[1], Бондаренко В.П.[1,2], Гаськова О.Л.[1], Артамонова В.С.[3]

1 – Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Россия, 630090, г. Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, khusainovaas@ipgg.sbras.ru

2 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. Россия, 630090, г. Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, khusainova@igm.nsc.ru

3 – Институт почвоведения и агрохимии СО РАН. Россия, 630090, г. Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 8/2, artamonovavs@yandex.ru, artamonova@issa-siberia.ru

На хвостохранилищах барит-полиметаллических месторождений (Салаирский кряж, Кемеровская обл.) проведены минералого-геохимические исследования и оценены ресурсы барита. С помощью современных прецизионных методов удалось изучить распределение BaO по разрезам шурфов, определить гранулометрический и химический состав, морфологию частиц и минеральные парагенезисы. Было обнаружено, что в хвостохранилищах полиметаллических руд за период более 90 лет, помимо присутствия остаточного барита, формируется новообразованный, который отличается химическим составом и морфологией. На примере Ново-Урского хвостохранилища рассмотрены возможные механизмы образования вторичного барита.

Ключевые слова: барит-полиметаллические хвостохранилища, барит, гипергенные процессы

Введение. В связи с использованием баритового концентрата широким кругом отраслей промышленности: разработка нефтегазоконденсатных месторождений, рентгенография, лакокрасочная и строительная промышленность, производство пластмасс и керамики, барит относится к перечень остродефицитных полезных ископаемых. После распада СССР большая часть источников барита оказались за пределами России – в Казахстане и Грузии. В силу чего работы по поиску и оценке баритовых месторождений и исследования в области определения генезиса барита являются актуальными и значимыми (Егорова, 2011; Боярко, Хатьков, 2021). Помимо большого количества сульфидов (до 25 %), в полиметаллических хвостохранилищах присутствует значительное количество барита ($BaSO_4$) (до 20-30 %), запасы которого можно рассматривать как альтернативный источник добычи для нужд промышленности. Поэтому *цель работы* заключается в оценке ресурсов барита ($BaSO_4$) и его типоморфных характеристик на примере хвостохранилищ Талмовские Пески и Ново-Урское (Салаирский кряж) на основании результатов минералого-геохимических исследований.

Методика исследования. Минералого-геохимические особенности техногенных отложений изучались по разрезам отвалов. Пробы отбирались из каждого визуально различающегося слоя (1,5-2 кг). Дополнительно отобраны технологические пробы (по 10-15 кг), которые характеризуют техногенные отложения. Для изучения минерального состава и их взаимоотношений по разрезу были отобраны штуфные образцы, характеризующие минеральную ассоциацию соответствующего горизонта. Образцы отбирались непосредственно из разреза путём вдавливания спичечных коробков (размер 3×4 см) в вещество отходов для сохранения взаимоотношений минералов и их срастаний. В лабораторных условиях образцы без разрушения заливались эпоксидной смолой, и изготавливались препараты для исследований, аналогичные рудным аншлифам.

Содержание породообразующих и примесных элементов в веществе отходов по разрезу (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, Mn, Ba) определено методом рентгено-флюоресцентного анализа (РФА) в аналитическом центре ИГМ СО РАН на спектрометре ARL-9900XP (Thermo Fisher Scientific Ltd, США) (аналитик Карманова Н.Г.). Гранулометрический анализ технологических проб проведен с помощью набора сит (1; 0,5; 0,315; 0,25; 0,16; 0,1; 0,071; 0,005 мм) с получением распределения и выхода классов фракций. Содержание основных оксидов по фракциям получены с помощью РФА. Минеральный состав проб определен методом рентгеновской дифрактометрии (XRD) на дифрактометре «ARLX'TRA» (излучение CuKα) (Thermo Fisher Scientific (Ecublens) SARL, Швейцария) (аналитик Даниленко И.В.). Исследование типоморных характеристик и химического состава минералов осуществлялось с

помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) TESCAN MIRA 3LMU (Tescan, Чехия) с энергетическим спектрометром OXFORD (Oxford Instruments, Великобритания) в режимах вторичных и обратно-рассеянных электронов при различных увеличениях (при ускоряющем напряжении электронного пучка 20 кВ) (аналитики Даниловская В.А., Хлестов М.В., Карманов Н.С.).

Объектами исследования являются отходы обогащения зон окисления Салаирского и Ново-Урского месторождений (Салаирский кряж, Кемеровская обл.), сформированные в результате переработки руд на Au, Ag, цветные металлы (Cu, Zn, Pb) и барита в 30-х – 40-х гг. XX в. с помощью методов гравитации, флотации и цианирования. Хвостохранилище Талмовские Пески (г. Салаир) относится к намывному типу отвалов, сформированного в запруженном дамбой русле реки Малой Талмовой в виде ленты протяженностью 7 км и шириной ~ 30 м, мощность отложений до 3 м. В разрезе наблюдается чередование окисленного и неокисленного вещества. Ново-Урское хвостохранилище (п. Урск) представлено насыпными отвалами (10-12 м в высоту) кварц-баритового (окисленное вещество) и кварц-пиритового (неокисленное вещество) состава. На окисленном отвале четко проявляется минералого-геохимическая зональность с образованным вторичным железистым горизонтом (hardpan), тогда как на отвале неокисленного (первичного) вещества зональность слабо выражена. На поверхности наблюдаются вторичные выцветы сульфатов, кристаллогидратов и самородной серы.

Результаты. Строение хвостохранилища Талмовские Пески характеризуется большой неоднородностью по вертикали, обусловленной гетерогенным составом складируемых отходов. Мощность разрезов шурфов составляет ~ 120 см, дальше в забое шурфов вскрыты подстилающие почвы. Отложения в разрезах представлены субгоризонтальными слоями от светло-желтого, серого до буро-коричневых цветов, разной степени окисленности (Хусаинова и др., 2023). Усредненный минеральный состав складированных отходов представлен кварцем (66 %), кальцитом (11 %), баритом (9 %), альбитом (4 %), мусковитом (3 %), хлоритом (2 %) и сульфидами (5 %) (Бортникова и др., 2006). По степени окисленности вещество отходов можно разделить на первичные (неокисленные) и окисленные, в которых содержание барита составляет 30 % и 20 %, соответственно. Материал проб представлен в основном дезинтегрированными песками размерностью менее 2 мм.

По данным РФА, максимальные содержания BaO отмечаются в классах крупности-0.1+0.071 мм и составляют 39 % для первичных и 41 % для окисленных песков. Минимальные содержания 5.9 % и 10 % для первичных и для окисленных песков соответственно установлены в классах крупности -1.0+0.5 мм. Наиболее продуктивными, как для окисленных, так и для первичных песков являются классы крупности ниже 0.25 мм. В первичных песках на долю указанных классов приходится более 90 % полезного компонента, в окисленных песках около 80 %. Основная масса зерен барита в обеих пробах имеет крупность менее 0.16 мм, о чем свидетельствует значительное превышение содержаний BaO средних значений в данных классах.

Барит ($BaSO_4$) имеет преимущественно белый цвет, реже бесцветный или рыжий (за счет вторичных железистых фаз). Зерна неправильных, реже пластинчатых, таблитчатых форм (рис. 1). Встречаются массивные, однородные зерна, а также хрупкие, трещиноватые. Отмечены срастания барита с кварцем, доломитом, апатитом, сульфидами (пиритом, халькопиритом); часто барит покрыт пленками плюмбоярозита ($Pb_{0.5}Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$), смитсонита ($ZnCO_3$), плюмбогуммита ($PbAl_3(PO_4)_2(OH)_5*2H_2O$) и пироморфита ($Pb_5(PO_4)_3Cl$). В барите отмечены включения пирита, галенита и его вторичных минералов – англезита и церуссита.

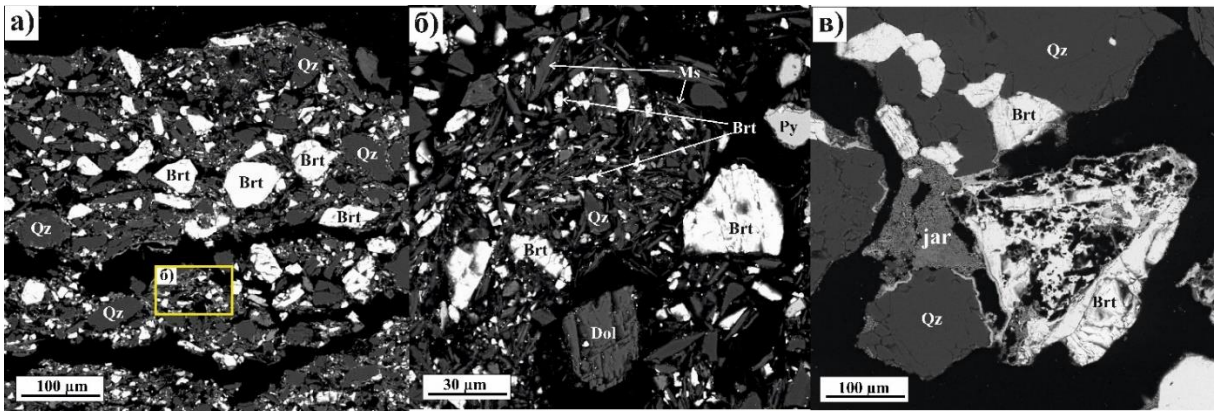


Рис. 1. Барит из хвостохранилища Талмовские Пески: а) крупно- и мелкозернистый барит (Brt) в ассоциации с кварцем (Qz); б) ув. фрагмент «а», где барит в ассоциации с кварцем, мусковитом (Ms), пиритом (Py) и доломитом (Dol); в) срастание барита с кварцем, зерно выщелоченного (?) барита в срастании с ярозитом (jar).

Содержание BaO в Ново-Урском хвостохранилище варьирует по разрезу отвала окисленного вещества: от 0.30 до 55.05 вес. %, где самые низкие содержания приходятся на почвенный слой и

кварц-альбит-хлоритовые сланцы, а самые высокие – на верхние горизонты отвала. По минеральному составу отходы первичных руд преимущественно состоят из кварца (20-25%), барита (20-25%), пирита (15-20%), слюды (5%) и смектита (5%), со следами парагонита и ярозита. Тогда как окисленные руды состоят из кварца (50-55%), барита (10-13%), пирита (3-5%), мусковита с парагонитом (10-15%), хлорита со смектитом (5-10%), ярозита (5%), каолинита (5%), гётита (5%), К-полевых шпатов (5%), отмечены следы: гипса, ангидрита, сидерита, рутила.

Согласно гранулометрическому анализу BaO в отходах первичных руд распределяется равномерно по классам крупности, тогда как в окисленном веществе отмечается его снижение в классах -1+0.315 мм, что может быть связано с процессами диспергации: за счет своей хрупкости барит в результате физико-химического выветривания разрушается, растрескивается, способствуя увеличению его количества в более мелких классах. Кроме того, отмечено вторичное образование барита, который характеризуется мелкой размерностью (от 1-2 до 100 мкм).

Цвет барита от молочно-белого, прозрачного до желтовато-белого. Размерность зерен варьирует от 1-2 до 300 мкм. По морфологии встречаются (рис. 2): 1) зерна игольчатого габитуса; 2) обломки неправильной формы (часто трещиноватые); 3) вытянутые овальной формы зерна; 4) таблитчатые и пластинчатые кристаллы. Отмечены срастания барита с пиритом, галенитом, ярозитом, ангидритом и кварцем.

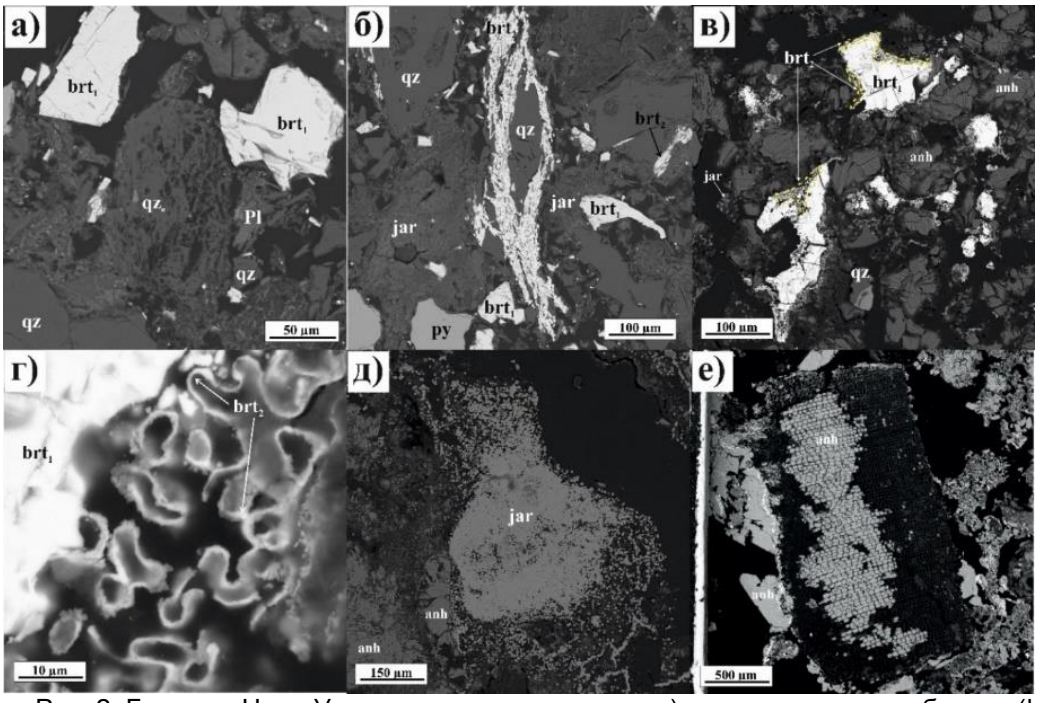


Рис. 2. Барит из Ново-Урского хвостохранилища: а) зерна остаточного барита (brt_1) в ассоциации с кварцем (qz; $qz_α$) и плагиоклазом (Pl); б) барит (brt_1) и пирита (py) в ярозитовом цементе (jar), прожилки и пустоты заполнены новообразованным баритом (brt_2); в) барит (brt_1) в ассоциации с ангидритом (anh) и ярозитом (jar), где вокруг остаточного барита образуется каемка новообразованного (brt_2); г) ув. фрагмент изображения «д»; д) слизистая колония одноклеточных цианобактерий ярозитового (jar) состава в ассоциации с ангидритом (anh); е) биогенные остатки низших растений, заполненные ангидритом

Обсуждение. Более детальные исследования вещества из Ново-Урского хвостохранилища позволили выделить две генерации барита: остаточную (рудную) и новообразованную, которые отличаются друг от друга химическим составом и морфологией частиц. Остаточный барит представлен обломками размерностью >50 мкм, в химическом составе отмечена примесь Sr до 1,14 мас. %. В новообразованном барите отмечается примесь Pb до 6,32 мас. %, Fe до 0,73 мас. %, Sr до 1,33 мас. %. По морфологии частицы представлены единичными округлыми зернами размерностью 1-2 мкм, до более крупных образований (агрегатного строения).

При изучении новообразованного барита (рис. 2 г-е), при большом увеличении, обнаруживается повторяемость морфологии частиц, маленькая размерность (1-10 мкм), биогенные формы. Это может являться одним из признаков биогенного минералообразования. Другой возможный механизм – хемогенное осаждение барита за счет диффузионного просачивание флюидов через толщу осадков, где барий связывается с остаточным сульфатом поровых вод (Деркачев и др., 2015) или взаимодействие растворов, содержащих барий, с гипсом или ангидритом (Максимович, 2016).

Заключение. Строение хвостохранилища Талмовские Пески характеризуется большой неоднородностью по вертикали. По степени окисленности вещество отходов можно разделить на первичные (неокисленные) влажные тонкодисперсные пески и окисленные, среднезернистые, с содержаниями барита 30 и 20 % соответственно. Наиболее продуктивными по ресурсам барита являются классы крупности ниже 0.25 мм. Минералого-геохимические исследования вещества показали, что в отвалах выделяется две разновидности барита: 1) средние и мелкие обломки и зерна размерностью 100-300 мкм, совместно с породообразующими минералами и сульфидами; 2) тонкозернистые, тонкодисперсные (1-50 мкм) зерна, которые образуют прослойки, сцементированные агрегаты, объединенные цементом вторичных минеральных фаз.

Ново-Урское хвостохранилище также характеризуется неоднородным распределением вещества: в окисленных рудах содержание барита достигает 13%, тогда как в первичных – 25 %. По морфологии выделяется остаточный (рудный) барит и новообразованный, которые различаются друг от друга химическим составом и морфологией. Среди механизмов формирования новообразованного барита можно выделить: 1) биогенные процессы – в результате жизнедеятельности микроорганизмов; 2) хемогенные процессы – за счет взаимодействия растворов, содержащих барий, с ангидритом или за счет диффузионного просачивания флюидов через толщу осадков, где барий связывается с остаточным сульфатом поровых вод.

Работа выполнена в рамках гранта РНФ №23-27-00340; микробиологические исследования выполнены в рамках госзадания ИПА СО РАН № 0266-2022-0028. Аналитические работы проведены в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Литература

Бортникова, С. Б. Геохимия техногенных систем / С. Б. Бортникова, О. Л. Гаськова, Е.П. Бессонова. – Ин-т геологии и минералогии СО РАН. Новосибирск: Академическое из-во «Гео», 2006. – 169с.

Боярко, Г. Ю. Обзор состояния производства и потребления баритового сырья в России / Г. Ю. Боярко, В. Ю. Хатьков // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2021. – №10 (332). – С. 180–191.

Деркачев, А. Н. Проявление карбонатно-баритовой минерализации в районе метановых сипов в охотском море на западном склоне Курильской котловины / А. Н. Деркачев, Н. А. Николаева, Б. В. Баранов, Н. Н. Баринов, А. В. Можеровский, Х. Минами, А. Хачикубо, Х. Соджи // Океанология. – 2015. – Т. 55. - №3. – С.432-443.

Егорова, И.П. Типоморфные особенности барита как индикаторы генетического типа баритового оруденения / Егорова, И.П. // Автореферат дис. ... к.г.-м.н. – Казань. – 2011. – 28с.

Максимович, Н.Г. Формирование барита при использовании искусственных геохимических барьеров для очистки карьерных вод Холбольджинского угольного разреза (Бурятия) / Н. Г. Максимович // Минералогия техногенеза. 2016. Миасс: ИМин УрО РАН. Т. 17. С. 74-82.

Хусаинова, А. Ш. Вторичные минералы Fe, Pb, Cu в сульфидсодержащем хвостохранилище: последовательность образования, электрохимические реакции и физико-химическая модель (Талмовские Пески, Салаир, Россия) / А. Ш. Хусаинова, С. Б. Бортникова, О. Л. Гаськова, С. С. Волынкин, Ю. А. Калинин // Russ. J. Earth. Sci. –2023. – Т. 23 – ES1005.

Typomorphic characteristics of barite from the polymetallic tailings of the Salair Ridge

Shavekina A.Sh.[1,2], Bortnikova S.B.[1], Volynkin S.S.[1], Yurkevich N.V.[1], Bondarenko V.P.[1,2], Gaskova O.L.[1,2], Artamonova V.C.[3]

[1] Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS. Russia, 630090, Novosibirsk, 3 Acad. Koptyug Ave., khusainovaas@ipgg.sbras.ru

[2] Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS. Russia, 630090, Novosibirsk, 3 Acad. Koptyug Ave., khusainova@igm.nsc.ru

[3] Institute of Soil Science and Agrochemistry SB RAS. Russia, 630090, Novosibirsk, 8/2 Acad. Lavrentiev Ave., artamonovavs@yandex.ru, artamonova@issa-siberia.ru

At the tailing dumps of barite-polymetallic deposits (Salair ridge, Kemerovo region), mineralogical and geochemical studies were carried out and barite resources were estimated. With the help of modern precision methods, it was possible to study the distribution of BaO along the dumps, determine the granulometric and chemical composition, morphology, and mineral paragenesis. It was found that in the tailings of barite-polymetallic ores over a period of more than 90 years, in addition to

the presence of residual barite, a newly formed barite is formed, which differs in chemical composition and morphology. On the example of the Novo-Ursk dump, possible mechanisms for the formation of secondary barite are considered.
Keywords: barite-polymetallic tailings, barite, supergene processes

УДК 551.76, 551.86
Состав глинистой фракции и ее влияние на ёмкостные свойства песчаных пород-коллекторов (нефтяное месторождение, Западная Сибирь)

Шалдыбин М.В., Захарова С.А.

АО «"Томский научно-исследовательский и проектный институт нефти и газа". Россия, 394018, г. Томск, пр. Мира 70, ShaldybinMV@tomsknipi.ru

Исследовались песчаные пласты юрского и мелового возраста, вскрытые глубокими скважинами на одном из месторождений Западной Сибири. Состав глинистой фракции показал разную седиментологическую историю накопления осадков. Юрские породы накапливались в условиях периодически затапливаемого эстуария континентально-морского осадконакопления в то время как меловые породы накапливавшиеся значительно быстрее характеризовались морскими обстановками седиментации. Анализ распределения глинистых минералов: иллита, каолинита и хлорита, показал их разную природу, а также разную роль во вклад пустотно-емкостного пространства. Хлорит наиболее распространен для псаммитовых пород мела, в то время как каолинит для пород юры. Иллит и хлорит имеют первичное происхождение как часть терригенного осадка и уменьшают ёмкостные свойства пород-коллекторов. Каолинит имеет вторичную природу происхождения, может как уменьшать, так и увеличивать пористость и проницаемость.
Ключевые слова: песчаники, глинистая фракция, пористость и проницаемость

Исследовались образцы керна глубоких скважин, вскрывших терригенный разрез одного из нефтяных месторождений, локализованного в пределах Западно-Сибирского осадочного бассейна. Месторождение географически располагается на территории ХМАО (Широтное Приобье) в пределах которого керном вскрыто три целевых (продуктивных) горизонта песчаных коллекторов юрского (пласты группы ЮС) и мелового: пласты ачимовской (Ач) группы и группы БС возраста, с глубиной залегания от 2400 до 3700 метров.

Преимущественно псаммитовые породы были изучены и проанализированы по 257 образцам из 13 скважин. Для анализа были взяты данные петрографического исследования в тонких срезах (шлифах). Содержания обломочных фракций были определены методом лазерного светорассеяния на анализаторе Microtrac S3500 (Microtrac Inc., USA). Минералогический состав глинистой фракции был определен дифрактометрическим методом на рентгеновском дифрактометре РИГАКУ. Петрофизические измерения (пористость и проницаемость) выполнены на установке АР-608 по стандартным образцам.

Литологически изученные коллекторы представлены обломочными (песчаными) породами со стандартным составом: преимущественно содержат кварц, полевые шпаты, обломки пород, при малой доли в качестве обломков слюдистых и акцессорных минералов. Цементирующим материалом для обломков выступает глинистый материал, реже карбонатный цемент различной интенсивности (от 0 до 40%). Типовые составы и внешний вид песчаников под микроскопом представлены на рисунке 1.

В шлифах отмечается высокая пористость в породах пластов группы БС ввиду незначительного содержания в них глинистого и карбонатного цемента. При этом песчаники мелового возраста по гранулометрическому составу по структуре ближе к мелкозернистым разностям реже до алевролитов, в то время как юрские песчаники более уплотненные и характеризуются среднезернистой структурой (рис. 1с). В пластах группы БС наблюдается значительные содержания хлорита (рис. 1а). Песчаники пластов группы Ач мелкозернистые, слабосортированные, с невысокой пористостью (рис. 1б).

Содержание глинистой составляющей для песчаников нефтегазоносного Западно-Сибирского осадочного бассейна колеблется в широких пределах - от 0 до 15 % (Shaldybin et al., 2021). Однако в то время как для юрского разреза на изученном месторождении содержания глинистой компоненты изменяются от 1 до 21% (при среднем ее содержании - 7,65%), для пластов ачимовской группы они изменяются в пределах от 2 до 8 % (среднее - 3,70%), а для песчаников группы БС от 0 до 4% (при среднем – менее 1% глинистой фракции). Таким образом количество глинистой фракции снижается снизу вверх – от юрского разреза где основным компонентом является иллит (45%) относимый нами к первичному глинистому материалу и вторичный каолинит (40-45%), до пласта БС, в котором основным

глинистым минералом в свою очередь уже является хлорит (55%, при доли каолинита около 35 %, а доли первичного иллита менее 10%). Песчаные отложения по составу глин пластов Ач являются переходными между ЮС и БС (рис. 2).

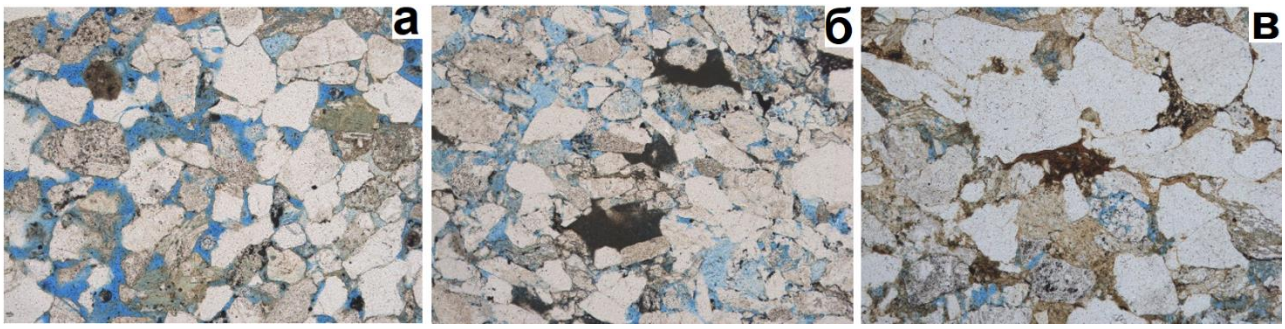


Рис. 1. Петрографический шлифы песчаных коллекторов. Пласты: а) БС; б) Ач; в) ЮС. Длина поля зрения каждого снимка – 1,4 мм

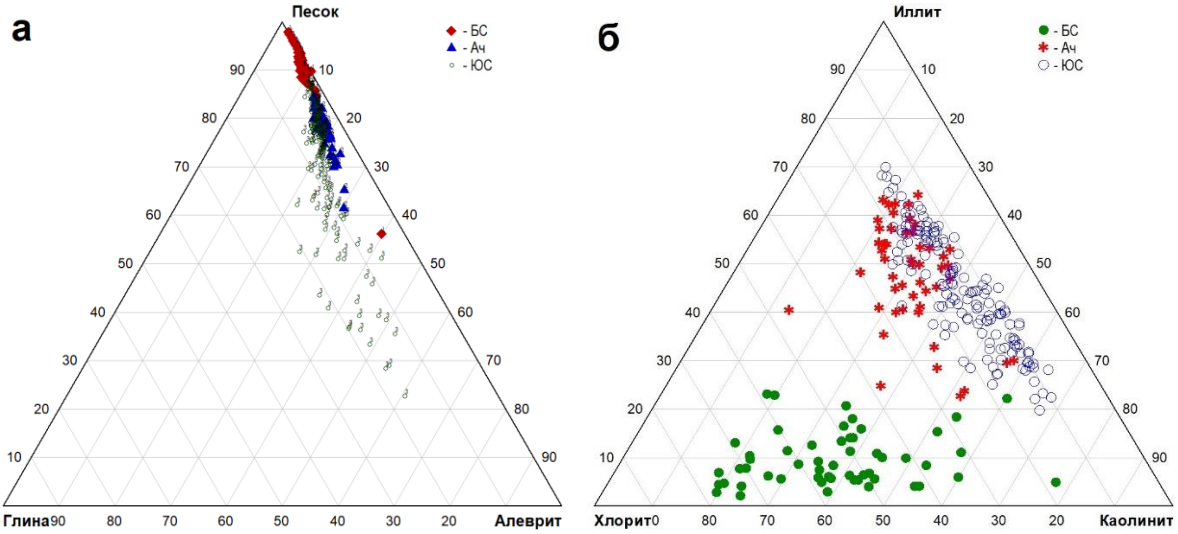


Рис. 2. Тройные диаграммы содержаний: а) гранулометрический состав в ряду песок-алеврит-глины; б) состав глинистой фракции в ряду иллит-каолинит-хлорит

Тенденция снижения доли глинистого материала кверху, а с другой стороны, изменения соотношения в ряду содержания глинистых минералов иллит-каолинит-хлорит закономерно показывает разные условия осаждения и разные типы седиментологических обстановок того времени. Юрские породы накапливались значительно медленнее меловых и характеризуются более зрелым минералогическим составом. Последующее процессы эпигенеза в них развивались интенсивнее и вызвали повышение глинистости за счет образования и развития химических гидролитических реакций по полевым шпатам, их разрушения и растворения с образованием эпигенетического каолинита. Таким образом, повышенная доля глинистости песчаных пород юрского возраста обусловлена новообразованным каолинитом. Меловые породы, напротив, не носят каолинитовую специализацию и основным глинистым минералом в них служат хлорит и иллит, а также смешанно-слойные минералы ряда смектит-иллит. Это позволяет нам сделать вывод что юрские породы накапливались в условиях периодически затапливаемого эстуария с переходными континентально-морскими обстановками осадконакопления, в то время как меловые породы накапливались значительно быстрее и характеризовались морскими обстановками седиментации.

Для характеристики емкостных свойств изученных целевых пластов с целью оценки влияния глинистых минералов на их фильтрационно-ёмкостные свойства (ФЕС) были построены диаграммы зависимости содержания основных глинистых минералов от данных пористости и проницаемости (рис.3.), что позволило сделать следующие выводы.

И пористость, и проницаемость закономерно уменьшаются с глубиной залегания что вероятно обусловлено возрастанием степени мезо-катагенеза и уплотнением осадков. Однако встречаются отдельные локальные исключения, которые могут объясняться влиянием эпигенетических факторов как улучшающих, так и ухудшающих ФЕС пород. Тренды изменения схожи для всех трех групп особенно в части содержания в породах иллита и каолинита (рис. 3).

Иллит, хлорит и ряды смешанно-слойных минералов смектит-иллит и смектит-хлорит, на наш взгляд, являются первичными минералами терригенного происхождения. Чем больше глинистого первичного цемента, тем хуже емкостные свойства. Однако на эту закономерность накладывается, во-первых, глубина залегания пород, так как очевидно, что на более глубоких горизонтах более велика степень уплотнения пород, а, во-вторых количество глинистой фракции как таковой, так как при содержании глинистой фракции менее 1,5-2,0 % по валовому содержанию фактически она не оказывает определяющей роли на емкостные свойства. Влияние на ФЕС глинистой фракции возрастает, начиная с ее содержания в породах от 2 % (рис. 3а).

При этом хлорит для нижнемеловых псаммитовых пород является наиболее типовым минералом, доля которого в глинистой фракции может составлять 70-80%. Предположительно это связано с тем что значительную роль при формировании играли вулканические породы с высоким содержанием железисто-магнезиальных минералов (по составу выше среднего) являвшимися источниками питания обломков в процессе выветривания и денудации. Это также фиксируется повышенным содержанием обломков вулканитов в петрографических шлифах.

В свою очередь каолинит являясь вторичным минералом как результат гидролитического разложения полевых шпатов, существенно увеличивает валовую глинистость обломочных пород, но играет двоякую роль. Тренды его развития показывают, что при его возрастании в породах увеличиваются как пористость, так и проницаемость (рис. 3б). Вероятно, это связано с образованием проницаемых каналов не по границам зерен, а непосредственно по ним (рис. 4).

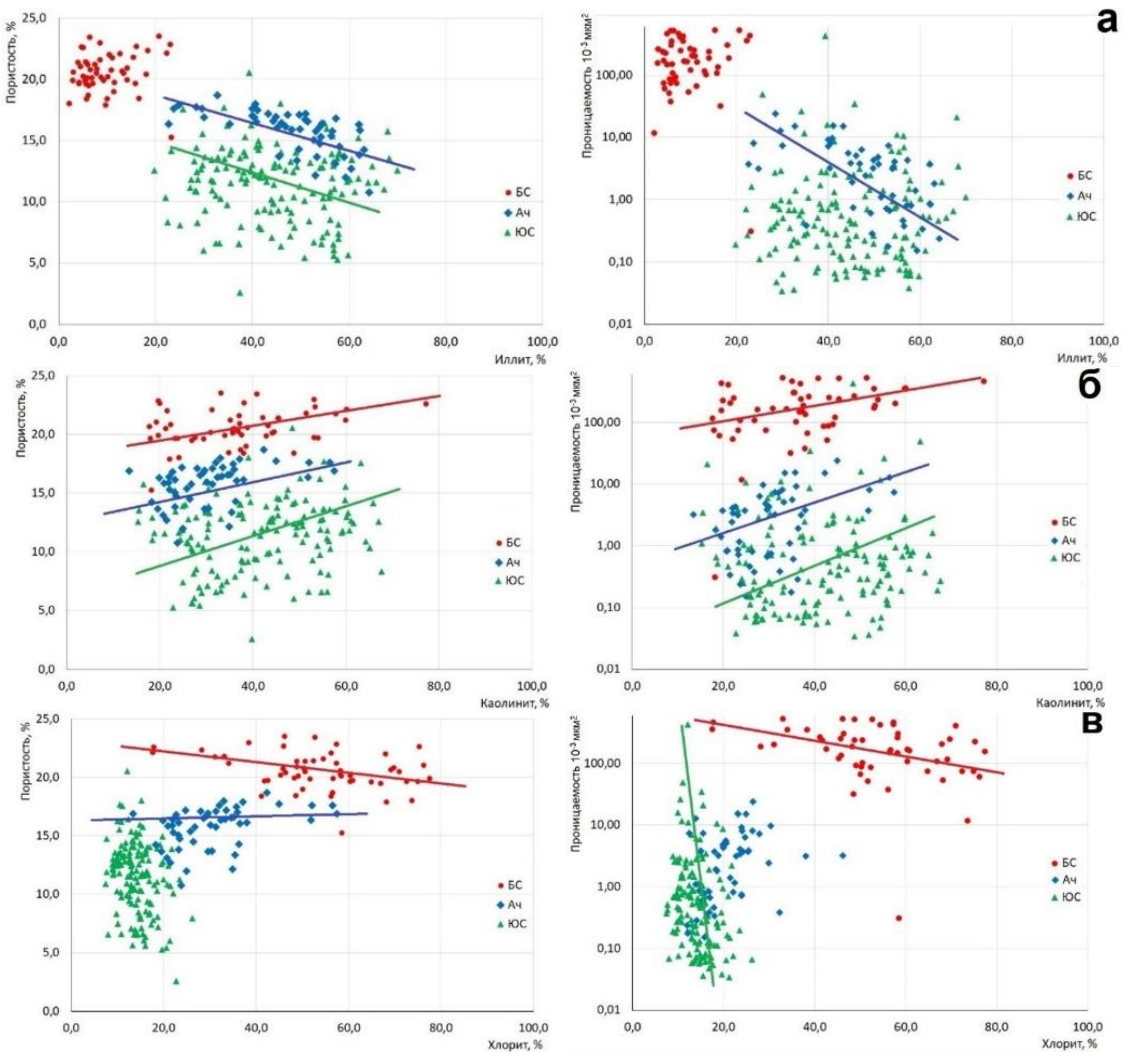


Рис. 3. Зависимости пористости и проницаемости от содержания в глинистой фракции иллита(а), каолинита(б) и хлорита(в)

Таким образом, минералогический состав глинистой фракции в песчаных породах и ее валовое содержание вкупе с минеральным составом обломков могут являться основанием для анализа и вероятного прогноза обстановок осадконакопления, оценки их питающих провинций на момент образования осадка, а также являться критериями прогноза для зон поиска благоприятных коллекторов нефти и газа.

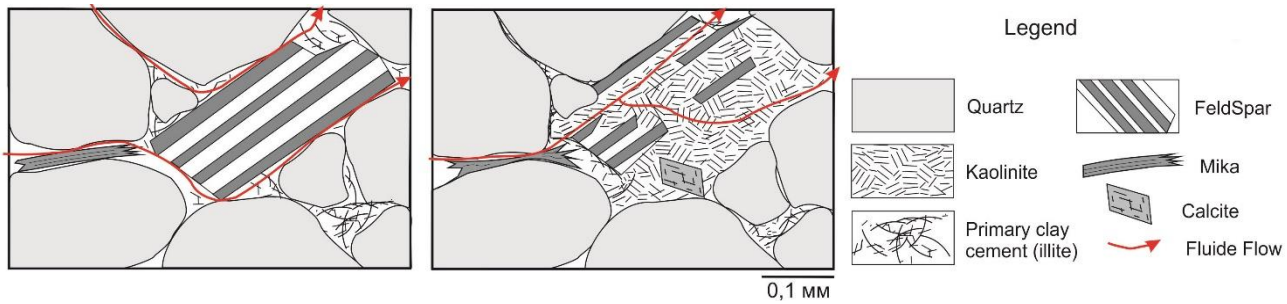


Рис 4. Принципиальная схема формирования каналов проницаемости при отсутствии и интенсивной каолинитизации (Shaldybin et al., 2021)

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 // Journal of Asian Earth Sciences. - 2021. - № 222, 104964, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104964

The clay fraction in sandstone and its effect on the capacity of reservoir rocks (oil field, West Siberia)

Shaldybin M.V., Zakharova S.A.

JSC Tomsk Petroleum Institute, Russia, 634027, Tomsk, Mira 70, ShaldybinMV@tomsknipi.ru

Sandstones of the Jurassic and Cretaceous bored in some deep wells for one of the oilfield of West Siberia basin were studied. The composition of the clay fraction in sandstones showed a different sedimentological history of their accumulation. The Jurassic rocks accumulated in a periodically flooded estuary environment with a transitional continental-marine sedimentation, while the Cretaceous rocks accumulated much faster and were characterized by marine sedimentation settings. An analysis of the distribution of clay minerals in rock: illite, kaolinite and chlorite, showed their different nature, as well as their various role on the influence for void-capacitive space. Chlorite is most common in Cretaceous sandy rocks, while kaolinite is preferred for Jurassic. Illite and chlorite are of primary origin as part of the terrigenous sediments and reduce the capacitive properties of reservoir rocks. Kaolinite has a secondary nature of origin; it can both reduce and increase porosity and permeability of rocks.

Keywords: sandstones, clay fraction, porosity and permeability

УДК 552.086+552.143+552.22

Литолого-морфологические особенности отложений утхолокской свиты на примере скважины Х Кшукского месторождения

Швецов Е.И.[1], Таскаева Е.В.[1], Тарасова М.С.[1], Чуклина Н.Я.[1]

1 – Тюменский центр исследования пластовых систем (керн и флюиды) ГазпромВНИИГАЗ. Россия, 625000, г. Тюмень, ул. Воровского 2, e_shvetsov@vniigaz.gazprom.ru, e_taskaeva@vniigaz.gazprom.ru, m_tarasova@vniigaz.gazprom.ru, n_chuklina@vniigaz.gazprom.ru

Изучение кернового материала является важным направлением для накопления данных и углубления знаний о строении и составе вулканогенно-осадочных пород полуострова Камчатка и прилегающей территории. В связи с невыдержанной характеристикой пород из-за высокой тектонической активности, отсутствия реперных горизонтов и неоднозначной стратиграфической привязкой, а также низкой изученностью свойств отложений разреза месторождений полуострова Камчатка, на всем отобранном керне скважины Х Кшукского месторождения был выполнен комплекс литолого-минералогических исследований. В виду слабой изученности и возникающих споров о правильности наименования пород, особое

внимание было уделено отложениям утхолокской свиты хаттского яруса верхнего подотдела олигоценого отдела палеогеновой системы.

Полученные результаты подтвердят генезис пород утхолокской свиты, что в соответствии с результатами литолого-минералогических исследований керна даст обоснование для правильного наименования изучаемых пород.

Ключевые слова: полуостров Камчатка, утхолокская свита, осадочные породы.

Работа основана на результатах комплексного анализа лабораторных данных, полученных в Тюменском центре исследования пластовых систем (керн и флюиды) ООО «ГазпромВНИИГАЗ». Представленные отложения были исследованы на основе макроскопического изучения кернового материала, по результатам петрографического описания шлифов, а также анализа материалов ГИС.

Основным вопросом в изучении данных отложений является правильность наименования пород, в связи с тем, что в литературных источниках нет точного обоснования и подтверждения к какому классу отнести соответствующие породы.

Поэтому авторами было уделено особое внимание породам утхолокской свиты и полноценному изучению литолого-петрографических характеристик.

Объектом исследования является VII горизонт утхолокской свиты скважины X Кшукского месторождения, которое находится на западном побережье полуострова Камчатка, в Соболевском районе Камчатского края.

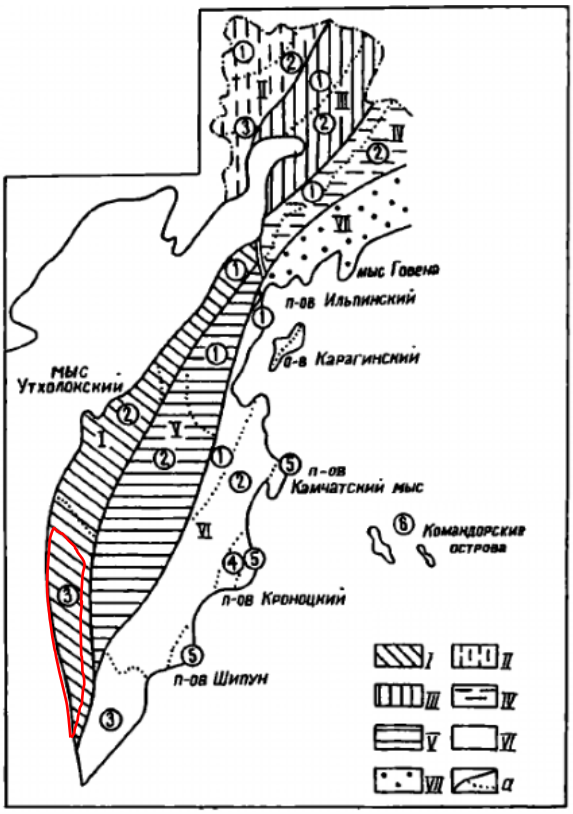


Рис.1. Схема структурно-формационного и структурно-фациального районирования Камчатки (Гладенков Ю.Б, Сальникова Б.А. и др. – объяснительная записка к стратиграфическим схемам по палеогену, неогену восточных районов России) I-VII - структурно-формационные зоны: I - Западно-Камчатская (структурно-фациальные зоны: 1 - Тевинская (Паланская), 2 - Тигильская (Омгонская), **3 - Соболевская**); II - Гижигинская (I - Омолонская, 2 - Кегалинская), 3 - Тайгоносская; III - Пенжинская (1 - Мургальская, 2 - Таловская); IV - Центрально-Корякская (1 - Парапольская, 2 - Псмланская); V - Центрально-Камчатская (I - Тымлатско-Озерновская, 2 - Еловско-Кимитинская); VI - Восточно-Камчатская (1 - Литки некая, 2 - Восточного хребта, 3 - Южно-Камчатская, 4 - Тюшевская, 5 - Восточных полуостровов, 6 - Командорских островов); VII - Ильпинская (Олюторская) - см. схемы Корякского нагорья; а - границы структурно-формационных и фациальных зон

Обнаруженные в отложениях утхолокской свиты аналогичного разреза нижнеквакчинского месторождения комплексы фораминифер, позволяют установить позднеолигоценовый (палеогеновый) возраст исследуемых пород (определения Ю.Б. Гладенкова (ГИН РАН) и А.Н. Олейникова (СНИИГГиМС)).

В литологическом описании охарактеризованный керном фрагмент утхолокской свиты Кшукского месторождения представлен песчаниками светло-серыми, мелкозернистыми, неравномерно алевритистыми до алевритовых и крупнозернистыми песчанистыми алевролитами с глинистым и глинисто-карбонатным цементом. Мелкозернистые алевролиты и аргиллиты отмечаются в нижней части свиты в виде крупных слойков и редких тонких прослоев. Песчаники и крупнозернистые алевролиты, как правило, близки по своим литолого-петрографическим характеристикам. Соотношение породообразующих минералов, их особенности, набор акцессорных и вторичных аутигенных минералов, а также тип и состав цемента в изученных образцах аналогичны. Песчаники и крупнозернистые алевролиты преимущественно с массивным обликом, реже с тонкой горизонтальной, пологоволнистой, косой и косоволнистой срезанной слоистостью, участками биотурбированные (ихнофоссилии Skolithos, Diplocraterion, Ophiomorpha, Phycosiphon, Planolites). Текстурные особенности подчеркнуты глинистым материалом с примесью углефицированного растительного аттрита и слюды. В породах присутствуют как единичные включения, так и скопления разнородных по составу обломков (в том числе глинистые и углистые) до гравийной/дресвяной размерности, вкрапления и мелкие изометричные стяжения пирита, зерна сидерита. На отдельных участках породы утхолокской свиты секутся многочисленными тонкими извилистыми и ступенчатыми трещинами, нарушающими текстурный рисунок и целостность породы.

Помимо полноразмерных колонок керна, отложения утхолокской свиты были детально изучены на микроскопическом уровне в 40 петрографических шлифах.

Породы VII горизонта утхолокской свиты представлены преимущественно песчаниками мелкозернистыми, неравномерно алевритистыми до алевритовых (примеси от первых сотых долей процента до 45,0 %), с переходами в алевролиты мелко-крупнозернистые на отдельных участках. Степень сортированности обломочного материала хорошая, участками близка к средней. Зерна полуугловатые, полуокатанные, редко угловатые. Часть зерен имеют туффогенный генезис, образуя изогнутые формы, с вогнутыми краями и с остатками стенок газовых пузырьков.

Среднее содержание кварцевых зёрен около 28,01 %. Соотношение полевошпатовых зёрен и обломков пород по разрезу неравномерно. Зёрен полевых шпатов – около 26,88 %, обломки пород в среднем составляют 45,11 % (от суммы главных аллотигенных компонентов). В связи с чем песчаники, реже алевролиты, можно классифицировать как полевошпато-кварцевые и кварцево-полевошпатовые граувакки (рисунок 2).

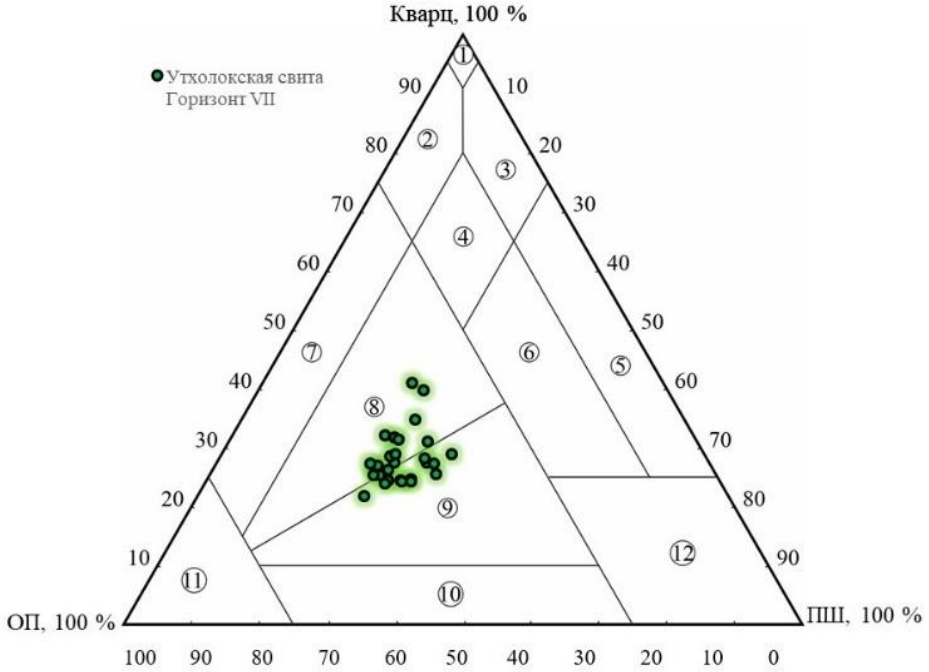


Рисунок 3 – Положение фигуративных точек на классификационной диаграмме (Шутов, 1967). Горизонт VII утхолокской свиты

Поля: песчаники: 1 – кварцевые, 2 – полевошпато-кварцевые, 3 – литито-кварцевые, 4 – мезомиктовые; 5 – собственно аркозы, 6 – грауваккковые аркозы; 7–11 – граувакки: 7 – кварцевые, 8 – полевошпато-кварцевые, 9 – кварцево-полевошпатовые, 10 – полевошпатовые, 11 – собственно граувакки; 12 – полевошпатовые песчаники

Зерна кварца с простым, волнистым характером оптического погасания. Регенерация развита по разрезу неравномерно, изменяется от 7,0 % до 35,0 % и представлена в виде угловатых наростов, а

также фрагментарных каемок. Полевые шпаты представлены плагиоклазами, реже калиевыми разностями. В различной степени преобразованы вторичными процессами (пелитизация, серицитизация, редко каолинитизация, участками карбонатизация), а также пластической и стрессовой деформацией. Для данного разреза характерно неравномерное (частичное), редко полное выщелачивание полевошпатовых зёрен, содержание которого изменяется от первых сотых долей процента и достигает 13,24 %.

Рассмотрим более детально описание обломков пород.

Ссылаясь на литературные источники и общепринятые понятия, зачастую данным породам дают название по их местоположению, а не по качественной литолого-петрографической характеристике. При этом дают различные названия: тефроид, туфопесчаник (туфоалевролит, туфоаргиллит) и прочее, и относят данные отложения к вулканогенно-осадочным породам.

Преобладающая часть обломков пород VII горизонта утхолокской свиты представлена преимущественно каркасными разностями – кремнистые разности (преобладают), редко встречены кислые, единично средние эффузивы, редкие микрокварциты, реже встречаются пластичные – глинистые обломки пород, редкие кварцево-слюдистые и слюдистые сланцы (рисунок 3).



Рисунок 3 – Положение фигуративных точек на классификационной диаграмме (Шутов, 1967). Горизонт VII утхолокской свиты

Ввиду того, что проведенный комплекс литолого-петрографических исследований показал, что в обломочной части преобладают кремневые разности, метаморфические и осадочные обломки, а в примеси находятся вулканиты, породы будет уместно и правильно относить к собственно осадочно-обломочным.

Пирокластика представлена единичными (содержание до 1,0 %) витрокластами удлиненной, рогульчатой и неправильной формы. Пирокластический материал для изучаемых отложений VII горизонта утхолокской свиты встречается очень редко, что является еще одним доказательством, что породы не следует относить к вулканогенно-осадочным.

Литература

Гречин, В. И. Миоценовые отложения западной Камчатки (седиментация и катагенез) / В. И. Гречин. – труды, вып. 282. – М. : Наука, 1976. – 137 с.

Решения рабочих межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. / Ю. Б. Гладенков [и др.] ; – М. : Геос, 1998. – 147 с.

Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов / В. Н. Шванов [и др.] – Спб. : Недра, 1998. – 352 с.

Уткин, Ю. В. Вулканогенные обломочные породы (систематика, строение, генетические типы) : учеб. пособие / Ю. В. Уткин. – 2-е изд., Томск, 2017. – 142 с.
Шутов, В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов / В. Д. Шутов. – труды, вып. 278. – М. : Наука, 1975. – 108 с.

Lithological and morphological features of the Utkholok formation deposits, using well X the Kshukskoe field as a case study

Shvetsov E.I., Taskaeva E.V., Tarasova M.S., Chuklina N.Ya.

Tyumen Center for Reservoir Systems Research (Core and Fluids) LLC GazpromVNIIGAZ. Russia, 625000, Tyumen, Vorovskogo Street 2, e_shvetsov@vniigaz.gazprom.ru, e_taskaeva@vniigaz.gazprom.ru, m_tarasova@vniigaz.gazprom.ru.

The study of core material is an important direction for accumulating data and deepening knowledge about the structure and composition of volcano-sedimentary rocks in the Kamchatka Peninsula and the adjacent territory. Due to the challenging nature of the rocks, characterized by high tectonic activity, lack of marker horizons, ambiguous stratigraphic correlation, and low understanding of the properties of deposits in the Kamchatka Peninsula, a comprehensive lithological-mineralogical investigation was conducted on all selected core samples from Well X in the Kshukskoye field. Given the limited knowledge and ongoing debates regarding the correct naming of the rocks, special attention was given to the Utkholok Formation deposits of the Upper Subdivision of the Oligocene Division in the Paleogene system.

The obtained results will confirm the genesis of the Utkholok Formation rocks, which, in accordance with the findings of the lithological-mineralogical analysis of the core, will provide justification for the accurate naming of the studied rocks.

Keywords: Kamchatka Peninsula, Utkholok Formation, sedimentary rocks.

УДК 551.46

Роль рассеянного осадочного вещества атмосферы в современном осадконакоплении в Арктике

Шевченко В.П.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Россия, 117997, Москва, Нахимовский проспект, 36, vshevch@ocean.ru

В докладе обобщены опубликованные результаты исследований рассеянного осадочного вещества в атмосфере (нерастворимая фракция аэрозолей) и снежном покрове в Северном Ледовитом океане, его морях и на прилегающих участках их водосборных бассейнов, проводимых в 1991–2022 гг. автором доклада совместно с сотрудниками Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и многих российских и зарубежных организаций. Целью этих исследований является системное изучение аэрозолей и снежного покрова Арктики и оценка их реального влияния на осадконакопление, климат и загрязнение шельфовых морей Российской Арктики и центральной части Северного Ледовитого океана. Показано, что вклад аэрозолей в формирование осадочного материала в Арктике близок к вкладу речного осадочного вещества – за пределами маргинальных фильтров рек. Для многих элементов (Pb, Sb, Se, V и др.) аэрозольный источник – главный. В целом для Северного Ледовитого океана (пелагиаль) вклад аэрозолей в осадкообразование составляет примерно 10–15%.

Ключевые слова: рассеянное осадочное вещество, атмосфера, осадконакопление

Введение. Рассеянное осадочное вещество в атмосфере оказывает огромное влияние на формирование качества воздуха и климат (Junge, 1963; Кондратьев, Поздняков, 1981; Лисицын, 2011; Lappalainen et al., 2022). Роль атмосферных аэрозолей в загрязнении Северного Ледовитого океана, его морей и водосборов весьма разнообразна. Арктика оказывает огромное влияние на природную среду Земли. Очень хрупкое равновесие между ее физическими, химическими и экологическими параметрами делает Арктику индикатором глобальных изменений (Roederer, 1991; The impact …, 2011; Box et al., 2019). Осаждающиеся из атмосферы антропогенные аэрозоли входят в состав морских вод, растений, животных. Вклад эолового материала в формирование состава вод и донных осадков

Северного Ледовитого океана и его морей вполне сравним с вкладом речной взвеси (за пределами маргинальных фильтров), особенно для таких антропогенных микроэлементов как свинец и кадмий (Шевченко, 2000; Kadko et al., 2016). Важное значение изучению аэрозолей Северной Евразии (на водосборах арктических морей и в их акватории) придают в рамках международного проекта Pan-Eurasian Experiment (PEEX) (Lappalainen et al., 2022).

Снежный покров является природным архивом вещества, поступающего из атмосферы (Василенко и др., 1985; Lisitzin, 2002; Лисицын, 2010). Снег сохраняется на поверхности почвы или льда и таким образом фиксирует атмосферные выпадения за снежный период года. Нерастворимые микро- и наночастицы (рассеянное осадочное вещество), содержащиеся в снежном покрове, характеризуют зимнюю атмосферу, когда суша покрыта снегом, а реки, озера, моря – слоем льда, т.е. поступление аэрозольного вещества из почвы прилегающих районов минимально, поэтому главное значение приобретает вещество, переносимое в атмосфере от различных дальних источников или от локальных антропогенных источников (Лисицын, 2010).

В 1991–2022 гг. сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН совместно с коллегами из многих российских и зарубежных организаций проводили исследования рассеянного осадочного вещества в атмосфере (нерастворимая фракция аэрозолей), снежном покрове в Северном Ледовитом океане, его морях и на прилегающих участках их водосборных бассейнов (Шевченко, 2000; Полькин и др., 2004; Лисицын, 2010; Шевченко и др., 2021). Целью этих исследований является дальнейшее системное изучение аэрозолей, снега и льдов Арктики и оценка их реального влияния на климат, осадконакопление и загрязнение шельфовых морей Российской Арктики и центральной части Северного Ледовитого океана.

Материалы и методы. Изучение состава аэрозолей приводного слоя атмосферы над морями Российской Арктики было начато нами под руководством академика А.П. Лисицына в 1991 г. в международной экспедиции SPASIBA-91 (Shevchenko et al., 1995). В дальнейшем эти исследования были продолжены в рейсах на научно-исследовательских судах Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и ряда других организаций, включая германский научно-исследовательский ледокол «Поларштерн», и в прибрежных экспедициях (на побережье Белого моря) (Полькин и др., 2004; Стародымова и др., 2017; Голобокова и др., 2020; Sakerin et al., 2021).

В экспедициях сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН для определения элементного состава аэрозолей фильтрацию воздуха проводили через фильтры АФА-ХА. Для изучения минерального и вещественного состава рассеянного осадочного вещества атмосферы материала, собранного на фильтрах, оказывается недостаточно, а собранный материал засорён кристаллами морской соли. Поэтому параллельно с фильтрацией использовали метод сбора большого количества нерастворимых в воде аэрозолей нейлоновыми сетями (Chester, Johnson, 1971). При отборе аэрозольных проб этим методом 5–10 нейлоновых сетей площадью 1 м^2 каждая (ячеи 0.8 мм) вывешивали в носовой части судна в течение 8–24 часов. После экспозиции сети промывали в дистиллированной воде, затем эту воду фильтровали через лавсановые ядерные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм. На фильтрах оседали несолевые частицы крупнее, вещественный и минеральный состав которых изучали с помощью методом сканирующей электронной микроскопии, а элементный – методами нейтронно-активационного анализа, атомно-абсорбционной спектрофотометрии и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (Шевченко, 2000; Шевченко и др., 2021).

Результаты и их обсуждение. Балансные подсчеты, полученные на основе наших определений, показывают, что вклад аэрозолей в формирование осадочного материала в Арктике близок к вкладу речного осадочного вещества – за пределами маргинальных фильтров рек (Лисицын, 1994). На основании геохимических исследований и изучения загрязнений арктической атмосферы удалось выявить главные точечные и локальные источники загрязнений (промышленные центры Западной Европы и Северной Америки, Норильск, Кольский п-ов, нефтяные факелы Западной Сибири и северо-востока Европейской части России). Удалось по соотношениям элементов установить "лицо" загрязнений из каждого источника (из крупнейших индустриальных областей), проследить конкретные траектории происхождения воздушных масс в Арктике и связанных с ними конкретных загрязнений, места главной разгрузки воздушных масс (депоцентры), сезонный ход процессов.

В целом, содержание большинства химических элементов (Na, Al, K, Ca, Sc, Fe, Co, Rb, Zr, Cs, Ba, редкоземельных элементов, Hf, Ta, Th, U) в нерастворимой фракции аэрозолей ниже средних значений для верхней части континентальной земной коры (Rudnick, Gao, 2003). Наиболее вероятный источник этих элементов – почвы севера Евразии. Содержание Cr, Cu, Zn, As, Se, Br, Ag, Sb, Au, Cd, Pb значительно выше их среднего для земной коры, их основной источник – антропогенный. Наиболее существенные источники загрязнения аэрозолей Российской Арктики – горно-металлургические комбинаты Кольского п-ова, Урала и Норильска, зимой ощущается влияние дальнего переноса из расположенных южнее регионов (Виноградова и др., 2017).

Учитывая значительное обогащение эолового осадочного вещества относительно среднего состава верхней части континентальной земной коры (Rudnick, Gao, 2003) Pb, Sb, Cd, V, можно

предположить, что для этих элементов эоловый путь является основным путём их поступления в донные осадки арктических морей (Шевченко, 2000; Шевченко, 2021; Kadko et al., 2016).

Заключение. Таким образом показано, что вклад аэрозолей в формирование осадочного материала в Арктике близок к вкладу речного осадочного вещества – за пределами маргинальных фильтров рек. Для многих элементов (Pb, Sb, Se, V и др.) аэрозольный источник – главный. В целом для Северного Ледовитого океана (пелагиаль) вклад аэрозолей в осадкообразование составляет примерно 10–15%.

Доклад подготовлен в ходе выполнения государственного задания ИО РАН (тема FMWE-2021-0016).

Литература

Василенко, В. Н. Мониторинг загрязнения снежного покрова / В. Н. Василенко, И. М. Назаров, Ш. Д. Фридман. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 181 с.

Виноградова, А. А. Атмосферный перенос тяжелых металлов в районы севера европейской территории России / А. А. Виноградова, Е. И. Котова, В. Ю. Топчая // География и природные ресурсы. – 2017. – № 1. – С. 108-116.

Голобокова, Л. П. Химический состав атмосферного аэрозоля в арктическом районе по маршрутам морских экспедиций 2018–2019 гг. / Л. П. Голобокова, Т. В. Ходжер, О. Н. Изосимова [и др.] // Оптика атмосферы и океана. – 2020. – Т. 33. – № 6. – С. 421-429.

Кондратьев, К. Я. Аэрозольные модели атмосферы / К. Я. Кондратьев, Д. В. Поздняков. – М.: Наука, 1981. – 103 с.

Лисицын, А. П. Маргинальный фильтр океанов / А. П. Лисицын // Океанология. – 1994. – Т. 34. – № 5. – С. 735-747.

Лисицын, А. П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов / А. П. Лисицын // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 15. – № 1. – С. 18-60.

Лисицын, А. П. Аридная седиментация в Мировом океане. Рассеянное осадочное вещество атмосферы / А. П. Лисицын // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 10. – С. 1398-1439.

Полькин, В. В. Оценка связи микрофизического и химического состава для приводного аэрозоля Белого моря / В. В. Полькин, Л. П. Голобокова, В. С. Козлов [и др.] // Оптика атмосферы и океана. – 2004. – Т. 17. – № 5-6. – С. 377-385.

Стародымова, Д. П. Элементный состав приземного аэрозоля у северо-западного побережья Кандалакшского залива Белого моря / Д. П. Стародымова, А. А. Виноградова, В. П. Шевченко [и др.] // Оптика атмосферы и океана. – 2017. – Т. 30. – № 11. – С. 956–961.

Шевченко, В. П. Аэрозоли – влияние на осадконакопление и условия среды в Арктике / В. П. Шевченко. – Диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. – М.: ИО РАН, 2000. – 213 с.

Шевченко, В. П. Рассеянное осадочное вещество атмосферы над Баренцевым морем / В. П. Шевченко, Л. П. Голобокова, С. М. Сакерин [и др.] // Система Баренцева моря / под ред. А.П. Лисицына. – М.: ГЕОС, 2021. – С. 127-142.

Box, J. E. Key indicators of Arctic climate change: 1971–2017 / J. E. Box, W. T. Colgan, T. R. Christensen [et al.] // Environmental Research Letters. – 2019. – V. 14. – Article 045010. doi: 10.1088/1748-9326/aafc1b.

Chester, R. Atmospheric dust collected off the West African coast / R. Chester, L. R. Johnson // Nature. – 1971. – V. 229. – P. 105-107.

Junge, C. E. Air chemistry and radioactivity / C. E. Junge. – New York, London: Academic Press, 1963. – 382 p.

Kadko, D. Determining the pathways, fate, and flux of atmospherically derived trace elements in the Arctic ocean/ice system / D. Kadko, B. Galfond, W. M. Landing, R. U. Shelley // Marine Chemistry. – 2016. – V. 182. – P. 38-50.

Lappalainen, H. K. Overwiew: Recent advances in the understanding of the northern Eurasian environment and of the urban air quality in China – a Pan-Eurasian Experiment (PEEX) programme perspective / H. K. Lappalainen, T. Petäjä, T. Vihma [et al.] // Atmospheric Chemistry and Physics. – 2022. – V. 22. – P. 4413-4469. doi: 10.5194/acp-22-4413-2022.

Lisitzin, A. P. Sea-Ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean. Recent and Past / A. P. Lisitzin. – Berlin: Springer, 2002. – 563 p.

Roederer, J. G. Understanding the Arctic: Research policies and responsibilities / J. G. Roederer // Pollution of the Arctic Atmosphere / Ed. W.T. Sturges. – London, New York: Elsevier, 1991. – P. 1-11.

Rudnick, R. L. Composition of the continental crust / R. L. Rudnick, S. Gao // Treatise on Geochemistry / Holland, H.D., and Turekian, K.K. (eds.). – Amsterdam: Elsevier, 2003. – V. 3. – P. 1-63.

Sakerin, S. M. Spatial distribution of black carbon concentrations in the atmosphere of the North Atlantic and the European sector of the Arctic Ocean / S. M. Sakerin, D. M. Kabanov, V. M. Kopeikin [et al.] // Atmosphere. – 2021. – V. 12. – Article 949. doi: 10.3390/atmos12080949.

Shevchenko, V. P. Composition of aerosols over the Laptev, Kara, Barents, Greenland and Norwegian seas / V. P. Shevchenko, A. P. Lisitzin, V. M. Kuptzov [et al.] // Berichte zur Polarforschung. – 1995. – V. 176. – P. 7-16.

The Impact of Black Carbon on Arctic Climate / P. K. Quinn [et al.]. Oslo: Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), 2011. – 72 p.

The role of dispersed sedimentary matter of the atmosphere in modern sedimentation in the Arctic

Shevchenko V.P.

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovsky prospect, 36, Moscow, Russia, 117997

The report summarizes the published results of a study of dispersed sedimentary matter in the atmosphere (insoluble fraction of aerosols) and snow cover in the Arctic Ocean, its seas and adjacent areas of their drainage basins, carried out in 1991–2022 by the author of the report together with the staff of the Shirshov Institute of Oceanology RAS and from many Russian and foreign organizations. The purpose of these studies is a systematic study of aerosols and snow cover in the Arctic and an assessment of their real impact on sedimentation, climate and pollution of the shelf seas of the Russian Arctic and the central part of the Arctic Ocean. It is shown that the contribution of aerosols to the formation of sedimentary material in the Arctic is close to the contribution of river sedimentary matter – outside the marginal filters of rivers. For many elements (Pb, Sb, Se, V, etc.), the aerosol source is the main one. In general, for the Arctic Ocean (pelagial), the contribution of aerosols to sedimentation is approximately 10–15%.

Keywords: dispersed sedimentary matter, atmosphere, sedimentation

УДК 551.86

Обстановки осадконакопления и генетические типы циклотем юры – нижнего мела Западной Сибири

Шишлов С.Б.[1], Дубкова К.А.[2]

1 – Санкт-Петербургский государственный университет. Россия, 199034, Санкт-Петербург, Университетская набережная 7-9, s.shishlov@spbu.ru

2 – Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского. Россия, 199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74, ksenya-dubkova@mail.ru

Выполнен фациальный анализ разрезов юры – нижнего мела Западной Сибири. Установлены слои 19 типов и реконструированы обстановки их формирования. Показано, что слои образуют закономерные трансгрессивно-регрессивные последовательности 6 типов. Это циклотемы низкодинамичного глубоководья, высокодинамичного мелководья, лагун, эстуариев и дельт открытых и изолированных побережий, рек. Особенности их строения можно объяснить миграцией латеральных рядов обстановок осадконакопления терригенного рампа при подъеме и падении уровня моря.

Ключевые слова: фациальный анализ, эпиконтинентальный бассейн, циклы седиментации

Фациальный анализ материалов, собранных при изучении более 4000 погонных метров керна сотен скважин, вскрывших терригенные отложения юры – нижнего мела Западной Сибири на 14 месторождениях углеводородов, выполнен с использованием методики (Шишлов, 2010), интегрирующей структурно-вещественный (Шванов, 1992) и генетический (Фролов, 1984) подходы, принципы цикло- и секвентной стратиграфии (Романовский 1985), (Posamentier et al., 1999).

На основе типизации слоев эпиконтинентальных терригенных формаций (Шишлов, 2010) по устойчивым сочетаниям первичных признаков (структура, текстура, включения, новообразования, ориктоценозы, ихнофоссилии) в разрезах установлены слои 19 типов. Реконструкция обстановок их накопления выполнена с использованием работ, посвященных процессам седиментации (Павлидис и

др., 2007), (Deltas…, 1975), (Irwin, 1965), (Sedimentary…, 1986) и методам интерпретации терригенных фаций (Македонов, 1985), (Busch, 1974), (Selley, 1985).

Показано, что слои образуют трансгрессивно-регрессивные последовательности – циклотемы мощностью до 20 м. Особенности их состава и строения можно объяснить миграцией обстановок осадконакопления при подъеме (рис. 1, а) и падении (рис. 1, б) уровня моря в эпиконтинентальном бассейне с гумидным умеренным климатом. Это утверждение базируется на результатах генетической интерпретации типов слоев и анализе их вертикальных взаимоотношений с использованием основного фациального закона Вальтера (Walter, 1894), который гласит, что обстановки накопления согласно залегающих друг на друге осадочных пород граничили на площади. На рис. 1 линиями А, Б, В, Г отмечены основные варианты латеральных рядов обстановок терригенного рампа с изолированными (см. рис. 1, А) и открытыми (см. рис. 1, Б) побережьями, с эстуариями и дельтами открытых (см. рис. 1, В) и изолированных побережий (см. рис. 1, Г) в устьях рек. В пределах каждого ряда в течение одного цикла седиментации формируются ограниченные трансгрессивными поверхностями (TS) системы слоев (рис. 2), трансгрессивную и регрессивную части которых разделяет поверхность максимального затопления (MFS). Наблюдаемые в керне случайные одномерные сечения этих геологических тел представляют собой циклотемы, которые по составу и слоевой структуре можно разделить на 6 генетических типов:

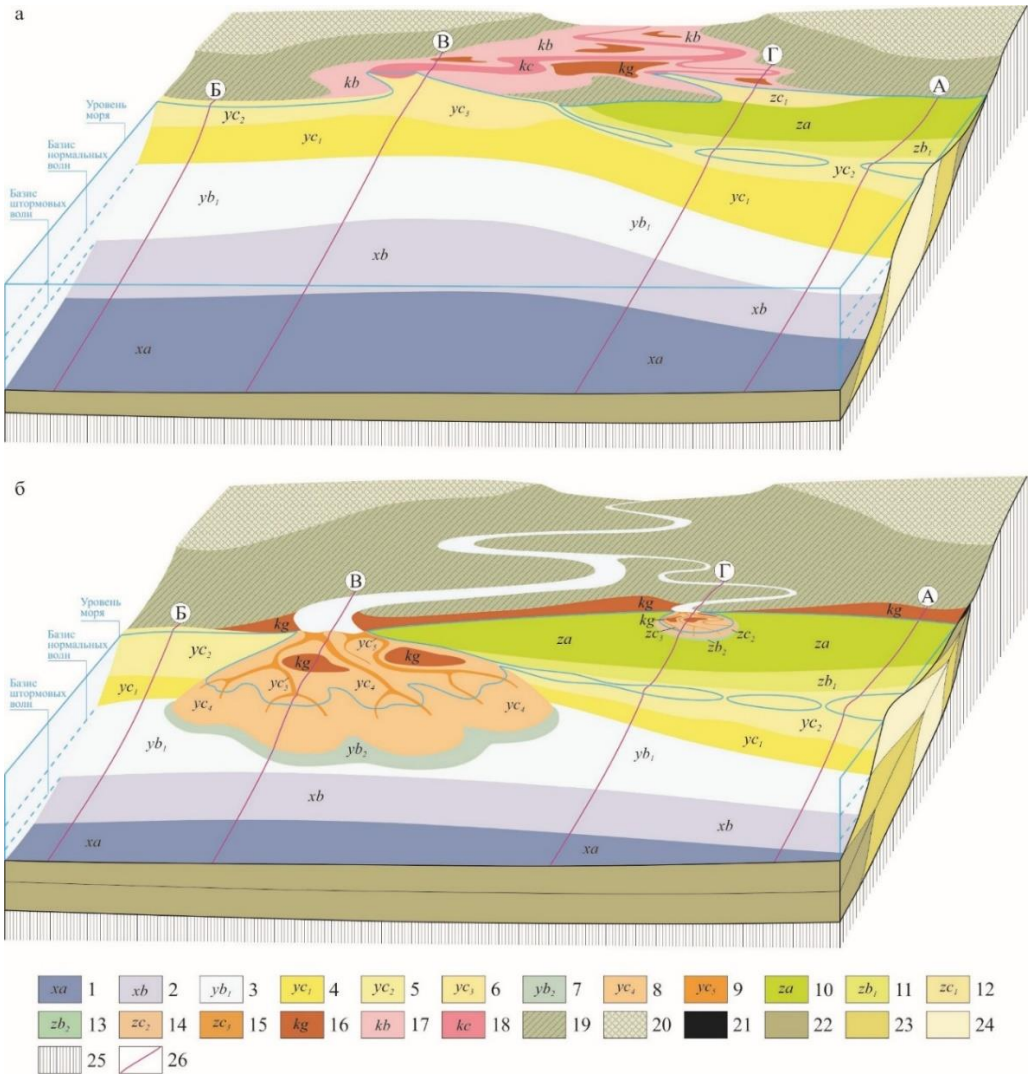


Рис. 1. Обстановки осадконакопления трансгрессивных (а) и регрессивных (б) фаз седиментации в юрско-раннемеловом эпиконтинентальном бассейне Западной Сибири

1–18 – обстановки накопления: 1 – глубоководных глин и алевритов, 2 – дистальных темпеститов (градационных чередований алевритов и песков), 3 – лоскутных песков (линзовидно-полосчатых чередований алевритов и песков), 4 – песков подводных валов, разделенных межваловыми депрессиями (чередования алевритов и песков), 5 – песков баров и пляжей, 6 – песков эстуариев открытых побережий, 7 – чередований алевритов и песков проделът открытых побережий, 8 – песков фронта и равнины дельт открытых побережий, 9 – песков, гравийников и галечников промоин и проток дельт открытых побережий, 10 – глин и алевритов малоподвижного мелководья лагун, 11 – волнистых

чередований алевритов и песков подвижного мелководья лагун, 12 – песков и алевритов эстуариев изолированных побережий, 13 – чередований алевритов и песков продельт изолированных побережий, 14 – песков фронта и равнины дельт изолированных побережий, 15 – песков промоин и проток дельт изолированных побережий, 16 – торфяников низовых болот, 17 – волнистых чередований алевритов, песков и гравийников речных пойм, 18 – галечников, гравийников и песков речных русел; 19, 20 – геоморфологические элементы суши: 19 – речные долины и прибрежные низменности, 20 – водоразделы; 21–24 – горные породы: 21 – угли, 22 – аргиллиты и алевролиты глинистые, 23 – чередования алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых, 24 – песчаники, гравелиты и конгломераты; 25 – подстилающие породы; 26 – линии литолого-генетических профилей.

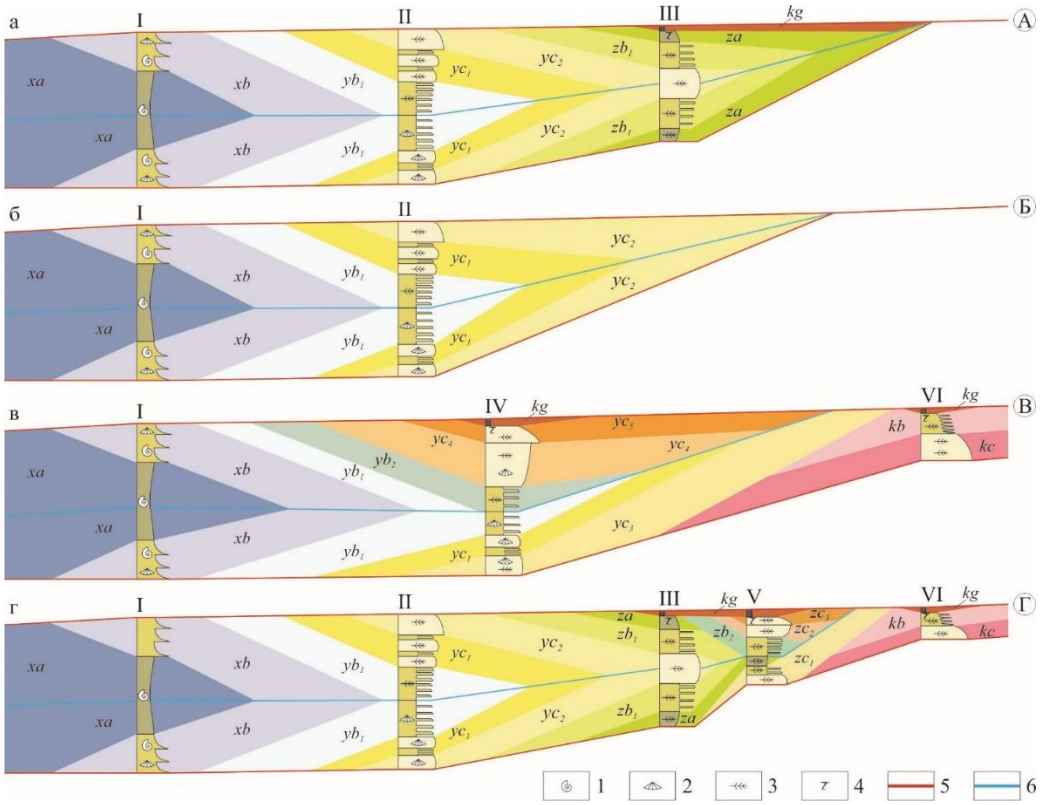


Рис. 2. Генетические типы циклотем (I–VI), формирующиеся в результате трансгрессивно-регрессивной миграции латеральных рядов обстановок осадконакопления терригенного рампа с изолированными (а) и открытыми (б) побережьями, с эстуариями и дельтами открытых (в) и изолированных (г) побережий в устьях рек. Циклотемы: I – низкодинамичного глубоководья, II – высокодинамичного мелководья, III – лагун, IV – эстуариев и дельт открытого побережья, V – эстуариев и дельт изолированного побережья, VI – рек. 1–4 – органические остатки: 1 – морской планктон и нектон, 2 – морской бентос, 3 – наземные растения, 4 – корни in situ; 5 – трансгрессивная поверхность (TS); 6 – поверхность максимального затопления (MFS). Остальные условные обозначения и линии литолого-генетических профилей А, Б, В, Г см. на рис. 1.

1) Циклотемы низкодинамичного глубоководья формировались в центральной части эпиконтинентального бассейна, ниже базиса волнений (см. рис. 1). Они сложены, снизу вверх (см. рис. 2, I): градационными чередованиями алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых → аргиллитами и алевролитами глинистыми, часто с повышенными содержаниями тонкодисперсного органического вещества → градационными чередованиями алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых. Породы содержат остатки морской фауны, преимущественно планктона и нектона.

2) Циклотемы высокодинамичного мелководья накапливались на периферии внутреннего моря, выше базиса волнений (см. рис. 1). Трансгрессивную последовательность снизу вверх образуют (см. рис. 2, II): песчаники мелкозернистые → песчаники тонкозернистые, разделенные чередованиями алевролитов и песчаников → линзовидно-полосчатые чередования алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых. Характерны остатки морского бентоса. Регрессивная часть представлена, снизу вверх (см. рис. 2, II): линзовидно-полосчатыми чередованиями алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых → песчаниками тонкозернистыми, разделенными чередованиями алевролитов и песчаников → песчаниками мелко- и среднезернистыми. Присутствуют фрагменты наземных растений.

3) Циклотемы лагун накапливались за барами в обстановках низкодинамичного мелководья (см. рис. 1). Их образуют, снизу вверх (см. рис. 2, III): алевролиты глинистые, у основания углистые → волнистые чередования алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых → песчаники мелкозернистые → волнистые чередования алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых → алевролиты глинистые с остатками корней in situ → угли. Характерны многочисленные фрагменты наземных растений.

4) Циклотемы эстуариев и дельт открытых побережий формировались при взаимодействии речных и морских вод. Трансгрессии приводили к образованию эстуариев благодаря затоплению речных долин (см. рис. 1, а). При этом происходило последовательное накопление (см. рис. 2, IV): песчаников мелкозернистых → песчаников тонкозернистых, разделенных чередованиями алевролитов и песчаников → линзовидно-полосчатых чередований алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых. Во время регрессий за счет углубления речных долин увеличивались объемы твердого стока и в морской бассейн выдвигались дельты (см. рис. 1, б). В результате снизу вверх формировались (см. рис. 2, IV): чередования алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых, нарушенные текстурами оползания → песчаники, от тонкозернистых внизу до среднезернистых вверху → песчаники, у основания крупнозернистые, сменяющиеся к кровле мелкозернистыми с остатками корневых систем in situ → угли. Присутствуют остатки морского бентоса и фрагменты наземных растений.

5) Циклотемы эстуариев и дельт изолированных побережий образовывались в устьях рек, впадающих в лагуны. На трансгрессивных фазах возникали эстуарии (см. рис. 1, а), а на регрессивных – дельты (см. рис. 1, б). В результате последовательно накапливались (см. рис. 2, V): песчаники тонкозернистые глинистые → волнистые чередования алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых → алевролиты глинистые → чередования алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых, нарушенные текстурами оползания → песчаники, от тонкозернистых глинистых внизу до мелкозернистых вверху → песчаники, среднезернистые у основания и тонкозернистые глинистые с остатками корней in situ у кровли → угли. Характерны многочисленные фрагменты наземных растений.

6) Циклотемы рек формировались при заполнении переуглубленных речных долин на трансгрессивных фазах седиментации (см. рис. 1, а). Они залегают на эрозионной поверхности, образовавшейся в течение предыдущей регрессии (см. рис. 1, б), и сложены, снизу вверх (см. рис. 2, VI): конгломератами и гравелитами, которые к верху сменяются песчаниками разнозернистыми → чередованиями алевролитов глинистых и содержащих гравий песчаников разнозернистых → углями. Характерны многочисленные фрагменты наземных растений и остатки корней in situ.

Результаты выполненного исследования могут быть использованы при прогнозе строения терригенных резервуаров углеводородов для унификации описаний керна, выделения и генетической интерпретации циклотем, корреляции разрезов по трансгрессивно-регрессивным циклам колебания уровня моря и построения палеогеографических схем.

Литература

Македонов, А. В. Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон / А. В. Македонов. – Л.: Недра, 1985. – 242 с.

Павлидис, Ю.А. Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана / Ю. А. Павлидис, С. Л. Никифоров. М.: Наука, 2007. – 455 с.

Романовский, С. И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез / С. И. Романовский. – Л.: Недра, 1985. – 263 с.

Фролов, В. Т. Генетическая типизация морских отложений / В. Т. Фролов. – М.: Недра, 1984. – 222 с.

Шванов, В. Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций (начала литомографии) / В. Н. Шванов. – СПб.: Недра, 1992. – 230 с.

Шишлов, С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций / С. Б. Шишлов. – СПб.: ЛЕМА, 2010. – 276 с.

Busch, D.A. Stratigraphic Traps in Sandstone – Explorations Techniques. – Tulsa: Am. Assoc. Petrol. Geol., 1974. – 174 p.

Deltas: Models for Exploration. Ed. Broussard M.L. – Houston: Houston Geol. Soc., 1975. – 555 p.

Irwin, M. L. General theory of epeiric clear water sedimentation / M. L. Irwin. // Bull. Amer. Ass. petrol. Geol. – 1965. – N 49. – Pp. 445–459.

Posamentier, H.W., Allen, G.P. Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications. – Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1999. – 216 p.

Sedimentary Environments and Facies. Second Edition. Ed. Reading H.G. – Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo, Alto, Melbourne: Blackwell Scientific Publications, 1986. – 557 p.

Selley, R.C. Ancient Sedimentary Environments and Their Sub-Surface Diagnosis. – London: Chapman and Hall, 1985. – 300 p.

Walter J, Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft / J Walter. // Lithogenesis der Gegenwart. – Jena: G. Fischer, 1894. – Bd. 3. – Pp. 535-1055.

Sedimentation environments and genetic types of Jurassic – Lower Cretaceous cyclothemes of Western Siberia

Shishlov S. B.[1], Dubkova K. A.[2]

1 – St. Petersburg State University. Russia, 199034, St. Petersburg, Universitetskaya Emb., 7-9, s.shishlov@spbu.ru

2 – Karpinsky Russian Geological Research Institute. Russia, 199106, St. Petersburg, Sredny Prospect, 74, ksenya-dubkova@mail.ru

The facies analysis of Jurassic – Lower Cretaceous sections of Western Siberia has been performed. 19 types of beds have been established and environments of their formation have been reconstructed. It is shown that the beds form 6 types of transgressive-regressive sequences. These are cyclothemes of low-dynamic deep-water, high-dynamic shallow-water, lagoons, estuaries and deltas of open and isolated coasts, and rivers. Their structure features can be explained by a lateral migration of terrigenous ramp sedimentation environments during sea level fluctuations.

Keywords: facies analysis, epicontinental basin, sedimentary cycles

УДК 552.5+553.9+551.762.3

Верхнеюрская углеродистая толща юго-восточной части Русской плиты: стратиграфия, литолого-минералогические и геохимические особенности

Щепетова Е.В.[1], Рогов М.А.[1], Сахаров Б.А.[1], Козлова Е.В.[2], Булатов Т.Д.[2], Коршунов Д.М.[1], Новикова Н.Г.[3], Яшунский Ю.В.[1], Покровская Е.В. [1]

1 – Геологический институт Российской Академии наук. Россия, 119017, г. Москва, Пыжевский пер.,7 стр. 1, shchepetova@ginras.ru

2 – Сколковский институт науки и технологий. Россия, 121205, Москва, Большой бульвар д.30, стр.1. e.kozlova@skoltech.ru

3 – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер. 35. nadychca@yandex.ru

Детально исследован мощный (около 90 м) разрез верхнеюрской толщи горючих сланцев Русской плиты в керне скв. 559 (Самарское Правобережье). Подтвержден средневолжский возраст и ее соответствие зоне Panderi; по фауне суббореальных аммонитов (Zaraiskites) выполнено инфразональное подразделение толщи на 4 биогоризонта, что позволяет надежно сопоставлять ее с другими разрезами. В составе толщи установлено 9 углеродистых пластов (мощностью от 1-2 до 7-9 м), образованных горючими сланцами в разной степени обогащенными ОВ (TOC 5-40%), которые разделены прослоями известково-глинистых и алевритовых пород. Наиболее мощные пласты сланцев и глин сосредоточены в нижней половине толщи. Карбонатный материал представлен остатками известкового наннопланктона и раковин моллюсков, количество раковинного шлама заметно возрастает в верхней части толщи; практически постоянно присутствует аутигенный микрокристаллический кальцит. В породах широко распространены остатки радиолярий – в рассеянном состоянии (до 10-20 об. %) и в виде тонких прослойков радиоляритов. Это отличает сланценосную толщу юго-восточной части Русской плиты от развитой в ее центральных районах, и обнаруживает сходство с литофациями баженовского горизонта Западной Сибири. Показано широкое распространение цеолитов группы клиноптилолита-гейландита по всему изученному разрезу сланценосной толщи. Агрегаты аутигенных глинистых минералов, пепловые частицы, а также геохимические индикаторы вулканогенного материала не были установлены, поэтому мы рассматриваем цеолиты как продукты синтеза из раннедиагенетических флюидов, формировавшихся в обогащенных ОВ осадках при растворении биогенного кремнезема.

Ключевые слова: волжский ярус, углеродистые сланцы, юго-восток Русской плиты

Детально исследован мощный (около 90 м) стратиграфически полный разрез верхнеюрской толщи горючих сланцев Русской плиты (РП) в керне скв. 559 (Самарское Правобережье, Большечерниговский р-н). В биостратиграфическом отношении ранее он был изучен Г.В. Кулевой и

В.П. Барышниковой (1988), которые отнесли всю сланценосную толщу к средневолжской аммонитовой зоне Panderi, предложив разрез скважины в качестве гипостратотипа данной зоны. Но биостратоны по аммонитам первоначально здесь выделены не были, и разрез скважины был расчленен только на слои с фораминиферами. Послойное описание разреза, литолого-фациальная характеристика отложений и некоторые геохимические данные представлены в монографиях (Кулева и др., 2004; Букина, 2013), и позднее были дополнены в работах (Илясов и др., 2018; Илясов, Староверов, 2021).

Нами этот разрез в 2016-2017 гг. был опробован и изучен полностью. В результате проведенных биостратиграфических исследований подтверждены средневолжский возраст сланценосной толщи и ее соответствие зоне Panderi, установлено положение границы с вышележащей зоной Virgatus По фауне суббореальных аммонитов Zaraiskites толща подразделена на две подзоны, внутри которых выделены биогоризонты, ранее установленные в других районах развития зоны Panderi (Рогов, 2013; 2021), что позволяет коррелировать разрез скважины с одновозрастными разрезами европейской части России и центральной Польши.

В изученном разрезе установлено 9 углеродистых пластов (мощностью от 1-2 до 7-9 м), которые образованы горючими сланцами, варьирующими от относительно бедных (5-10% TOC) до исключительно богатых (20-40% TOC), часто включающих прослойки т.н. «керогеновых» глин с повышенным содержанием ОВ (2-4 % TOC). Результаты Rock Eval пиролиза (HI 350-741 мг УВ/г) указывают на преобладание морского ОВ в составе керогена горючих сланцев и его относительно слабые постседиментационные преобразования.

Углеродистые пласты разделены близкими по мощности прослоями известково-глинистых и алевритовых пород (10-50% $CaCO_3$). Карбонатный материал представлен остатками известкового наннопланктона (кокколитофориды) и раковин бентосных моллюсков; практически постоянно присутствует аутигенный микрокристаллический кальцит.

Наиболее мощные пласты горючих сланцев и глинистых пород сосредоточены в нижней половине толщи. Однако максимальные концентрации морского ОВ характерны для углеродистых пластов 4–6, а самые высокие концентрации планктоногенного кальцита – для переслаивающихся с ними светлых глин, залегающих в средней части толщи (рис. 1), что можно считать признаками относительной конденсации разреза в пределах этого интервала. Выше него в породах заметно увеличивается содержание алевритовой примеси и возрастает количество раковинного шлама, одновременно содержание морского ОВ в углеродистых сланцах (пласты 7–9) несколько уменьшается, что можно связывать с постепенным приближением к берегу исследуемой части палеобассейна. Ниже «конденсированных» пластов залегают углеродистые сланцы (пласты 2 и 3), в которых величины TOC в среднем существенно ниже, а вмещающие глинистые породы характеризуются наиболее низкой карбонатностью, что, учитывая увеличенные мощности углеродистых пластов и глинистых прослоев в нижней части разреза, свидетельствует о высокой скорости поступления терригенного материала и значительном разбавлении им бассейновых компонентов осадка. Специфические особенности отличают породы самого нижнего углеродистого пласта, который характеризуется постоянным присутствием песчаной примеси, широким распространением остатков радиолярий, высокими концентрациями морского ОВ, а также относительно высоким содержанием планктоногенного и раковинного карбонатного материала.

По петрографическим данным установлено практически постоянное присутствие в отложениях остатков радиолярий в рассеянном состоянии (до 10-20 об. %) и в виде тонких (первые мм) прослойков и линзочек радиоляритов. Это существенно отличает сланценосную толщу юго-восточной части РП от развитой в ее центральных районах, и обнаруживает сходство с литофациями баженовского горизонта Западной Сибири.

Первичное кремневое вещество радиолярий не сохранилось, было частично или полностью замещено пиритом, сохранившим первоначальные контуры и особенности внутренней структуры раковинок, но в основном было растворено, и в настоящее время конусовидные или округлые полости выполнены диагенетическим монокристаллическим кальцитом и друзовидными агрегатами микрокристалликов цеолитов группы клиноптилолита-гейландита. Встречаются биминеральные агрегаты выполнения, в которых кальцит является более поздним новообразованием, корродирующим цеолиты.

Цеолиты клиноптилолит-гейландитового ряда рентгенодифрактометрическим методом установлены на разных уровнях разреза, что вместе с результатами петрографических исследований, а также данными изучения в СЭМ позволяет судить об исключительно широком распространении этих минералов по всему разрезу волжской сланценосной толщи. Наиболее часто они выполняют полости растворения кремневого вещества радиолярий, но иногда встречаются также и в мелких кавернах растворения карбонатных раковин моллюсков. Менее ясны формы нахождения цеолитов в алевритовых глинах и биокластических мергелях самой верхней части разреза, где содержание остатков радиолярий не столь велико, но присутствие цеолитов устанавливается по рентгенодифрактометрическим данным.

Изучение ассоциации глинистых минералов (фр. <0.001, 0.001-0.002 мм) прецизионными количественными методами рентгенофазового анализа (Sakharov, Lanson, 2013 и др.), включая моделирование экспериментальных дифракционных картин ориентированных препаратов глинистой фракции, показало, что в ее составе существенно доминируют смешанослойные иллит-смектиты (52-71%), представленные смесью двух разновидностей: с высоким (>25%) и низким (<25%) содержанием разбухающих слоев, их вклад соответственно 19-36 и 30-40%. В качестве второстепенных минералов присутствуют иллит (13-22.5%) и каолинит (4-14.5%), в качестве постоянной примеси – хлорит (2-4%); на некоторых уровнях в виде следов устанавливается палыгорскит. Исследования в СЭМ не выявили агрегатов, которые могли бы указывать на аутигенное происхождение глинистых минералов, в частности, смешанослойных иллит-смектитов.

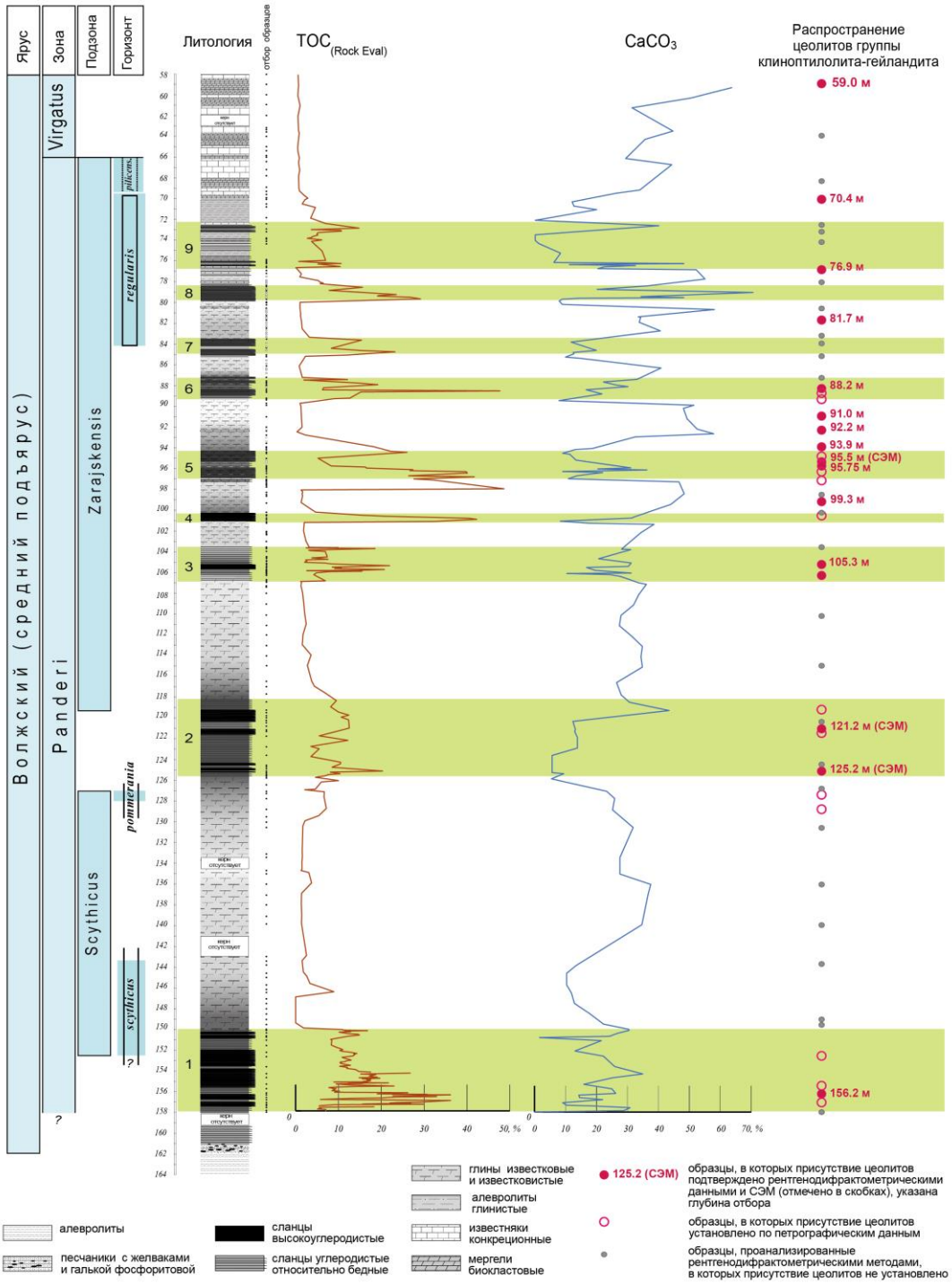


Рис. 1. Литологическая колонка разреза волжской сланценосной толщи в керне скв. 559, биостратиграфическое подразделение, распределение содержаний органического углерода (TOC), карбонатного материала и цеолитов группы клиноптилолита-гейландита

Поскольку агрегаты аутигенных глинистых минералов, пепловые частицы, а также геохимические индикаторы присутствия вулканогенного материала не были нами установлены, мы рассматриваем цеолиты как продукты синтеза из раннедиагенетических флюидов, формировавшихся в обогащенных ОВ осадках при растворении биогенного кремнезема.

Нами получен крупный массив данных о концентрациях широкого спектра химических элементов в изученных отложениях. Анализ рассчитанных геохимических коэффициентов, в т.ч. величин «фактора обогащения» (Turgeon, Brumsack, 2006 и др.) для элементов, характеризующих терригенный привнос (Si, Al, Ti, Fe, Zr), не выявил значительного (более чем в 1.5 раза), превышения относительно известных нормативных значений (Wedepohl, 1995; Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Rudnick, Gao, 2014 и др.). Инертное поведение и положительная корреляция с терригенными элементами отмечены нами для Cr, Ga, Pb. Заметное обогащение углеродистых пластов редокс-чувствительными, биофильными элементами (S, Mo, P) и теми (Cu, Ni, Zn), транспортировка которых в осадок может зависеть от объема и скорости осаждения органических частиц (Tribovillard et al., 2014), мы связываем с особенностями внутрибассейновой геохимической обстановки – высокой биопродуктивностью фито- и бактериопланктона, ослаблением процессов окислительной деструкции и захоронением в осадки значительных масс реакционноспособного морского ОВ.

Литература

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

Илясов В.С., Староверов В.Н., Воробьёва Е В. Геохимическая характеристика органического вещества верхнеюрских горючих сланцев Волжского сланценосного бассейна // Недра Поволжья и Прикаспия. 2018. № 93. С. 26-37.

Илясов В.С., Староверов В.Н. Верхнеюрские горючие сланцы Волжского бассейна: литотипы, модели формирования, продуктивность // Вестник ВГУ. Сер. Геол. 2021. № 1. С. 26-35.

Кулева Г.В., Барышникова В.И. Типовые разрезы слоев с фораминиферами зоны Dorsoplanites panderi Волжского сланценосного бассейна // Сов. геология. 1988. № 8. С. 43-49.

Кулева Г.В., Яночкина З.А., Букина Т.Ф. и др. Разрез верхнеюрских сланценосных отложений волжского бассейна (зона Dorsoplanites panderi). Саратов: Научная книга, 2004. 110 с.

Рогов М.А. Аммониты и инфразональное расчленение зоны Dorsoplanites panderi (волжский ярус, верхняя юра) Европейской части России // Докл. РАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 435-440.

Рогов М.А. Аммониты и инфразональная стратиграфия кимериджского и волжского ярусов Панбореальной надобласти. М.: ГИН РАН, 2021. 732 с. (Тр. Геологического института. Вып. 627).

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

Rudnick R., Gao. S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. 2014. V. 4. P. 1-51.

Sakharov, B.A., Lanson, B., 2013. X-ray identification of mixed-layer structures: modelling of diffraction effects // Developments in Clay Science. 2013. V. 5. P. 51-135.

Tribovillard N., Lyons T., Riboulleau A. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. // Chem. Geology. 2014. V. 232. P. 12-32.

12.Turgeon S., Brumsack H-J. Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche Basin of central Italy // Chem. Geology. 2006. V. 234(3-4). P. 321-339.

Upper Jurassic (Volgian) oil shale formation in the southeastern part of the Russian Plate: stratigraphy, lithology, mineralogical and geochemical features

Shchepetova E.V.[1], Rogov M.A.[1], Sakharov B.A.[1], Kozlova E.V.[2], Bulatov T.D.[2], Korshunov D.M.[1], Novikova N.G.[3], Yashunsky Y.V.[1] Pokrovskaya E.V. [1]

1 – Geological Institute of RAS. Russia, Moscow, 119017, Pyzhevsky lane 7, bld. 1, shchepetova@ginras.ru 2 – Skolkovo Institute of Science and Technology. Russia, Moscow, 121205, Bolshoy Boulevard 30, bld. 1, e.kozlova@skoltech.ru

3 – Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of RAS. Russia, Moscow, 119017, Staromonetny per., 35, nadychca@yandex.ru

A thick section (about 90 m) of the Upper Jurassic oil shale formations of the Russian Platform has been studied in detail in the core of borehole 559 (Samara Right Bank of the Volga River). Its correspondence to the Panderi zone of Middle Volgian have been confirmed, and the infrazonal

subdivision into 4 horizons on the base of the findings of subtethyan ammonite fauna has been performed. These make possible to correlate a different level of the oil shale formation over the wide area. The 9 shale beds, with the thickness up to 7-9 m and TOC varying from 5 to 40%, were recognized within the formation. They are separated by calcareous claystone and siltstones, and the thickest beds of both are observed in the lower part of the studied section. The carbonates are represented by calcareous nanoplankton and mollusk shells, the shell detritus increases markedly in the uppermost part of the formation; the authigenic microcrystalline calcite is also present. The remains of radiolarian are widespread in the sediments – as a dispersed shells (up to 10-20 vol%) and within the thin layers of radiolarites. This distinguishes the oil shale in the southeastern part of the RP, and reveals similarities with the lithofacies of the Bazhenov horizon of Western Siberia. The wide distribution of zeolites of the clinoptilolite-heulandite group throughout the studied Black Shale formation is shown. The authigenic clay mineral aggregates, volcanic ash particles and geochemical indicators of volcanogenic material have not been recognized in the studied sediments, so we consider the zeolites as a product of synthesis from early diagenetic fluids formed in the result of the biogenic silica dissolution in the clayey sediments in presence of decomposing marine OM.

Keywords: Upper Jurassic (Volgian stage), oil shales, Russian Platform

УДК 552.578.3:550.41
Реконструкция состава пород – источников сноса и палеоклимата времени осадконакопления баженовской свиты Западной Сибири по литогеохимическим данным

Эдер В.Г. [1], Замирайлова А.Г. [2], Ян П.А. [2]

1 – Геологический институт РАН, Россия, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, edervika@gmail.com

2 – Институт Нефтегазовой Геологии и Геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Россия, 630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3, zamirailovaag@ipgg.sbras.ru

2 - Институт Нефтегазовой Геологии и Геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Россия, 630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3, yanpa@ipgg.sbras.ru

Для верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты выявлена значимая положительная линейная зависимость содержания Th, Hf, Sc, La от содержания Al_2O_3, подтвержден их терригенный генезис. В результате исследования вариаций CIA, CIW подтверждено, что климат в позднеюрско-раннемеловой период в Западно-Сибирском осадочном бассейне был теплым, семиаридным. Выявлено, что на протяжении всего рассматриваемого периода он существенно не менялся. Для отложений баженовской свиты ряд таких индикаторов, как (La/Yb)N, Eu/Eu*, а также распределение значений содержания микроэлементов на треугольной диаграмме Th–La–Sc, дают основание предполагать, что накопление баженовской свиты в центральных и юго-восточных районах происходило при преимущественном воздействии областей сноса основного состава.

Ключевые слова: баженовская свита, верхняя юра, микроэлементы

Баженовская свита, позднеюрско-нижнемелового возраста Западной Сибири, обогащена аквагенным органическим веществом и такими микроэлементами, как U, V, Mo, Re, Se, Zn, Cu, Hg и рядом других элементов–примесей. Изучением закономерностей элементного и микроэлементного состава пород баженовской свиты ранее занимались А.Э. Конторович, И.И. Плуман, В.В. Хабаров, И.Н. Ушатинский, В.М. Гавшин и В.А. Бобров, С.В. Сараев, Е.А. Предтеченская, Л.Д. Малюшко, В.М. Гавшин, В.А. Захаров, М.Ю. Зубков, Г.А. Калмыков, Ю.Н. Занин, А.Ю. Бычков и другие. Большинство публикаций, касающиеся изучения микроэлементов баженовской свиты, посвящены поиску их связей с основными породообразующими компонентами пород для уточнения генезиса. В то же время результаты исследований, направленные на реконструкцию обстановок накопления баженовских отложений посредством анализа геохимических модулей, включающих микроэлементы и редкоземельные элементы (РЗЭ), в литературе практически отсутствуют. Настоящая работа посвящена изучению закономерностей распространения микроэлементов, включая редкоземельные, в баженовской свите, с целью реконструкций волжского палеоклимата и состава источников сноса. Для решения поставленных задач использовались результаты литолого-геохимических исследований 9 вертикальных разрезов (457 обр.). Определение содержаний в породах основных породообразующих оксидов (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, MnO, K_2O, Na_2O, P_2O_5, BaO) выполнялось методом РФА на спектрометре ARL–9900–XP в ИГМ СО РАН; микроэлементов – методом масс–спектрометрии с

индуктивно–связанной плазмой (ИСП–МС) в ИГМ СО РАН на ИСП масс–спектрометре высокого разрешения ELEMENT фирмы Finnigan Mat (Germany).

Известно, что редкоземельные элементы являются в большинстве геологических процессов одними из наименее подвижных (Taylor, McLennan, 1985). На них слабо влияют процессы гидротермального изменения и низкотемпературного метаморфизма, а также постседиментационные трансформации, поэтому их содержания наиболее корректно отражают ряд принципиальных особенностей, влияющих на формирования состава большинства осадочных пород, например, состав магматических пород в источниках сноса (Маслов, 2005). Этот факт предопределяет важность использования РЗЭ для восстановления условий образования отложений. В рамках настоящей работы проанализированы следующие геохимические модули, индексы и индикаторные отношения для баженовской свиты: 1) для уточнения климатических особенностей были использованы: индекс химического изменения (CIA=100xAl_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O), (CIW=100xAl_2O_3/(Al_2O_3+ CaO+Na_2O); 2) для оценки состава источников сноса использовались следующие геохимические индикаторы: а) отношение нормализованных по хондриту или стандартным составам глинистых сланцев (NASC, PAAS и др.)) значений La к Yb $(La/Yb)_N$ (Taylor, McLennan, 1985); б) распределение значений Hf-Th-Co, Th-La-Sc на треугольных диаграммах; в) европиевая аномалия, рассчитываемая как $Eu/Eu^*=Eu_N/(0,5*(Sm_N+Gd_N))$, где $_N$ обозначает нормированные значения по хондриту или стандартным составам глинистых сланцев (NASC, PAAS и др.). Результаты анализов существенно измененных в диа- и катагенезе пород при расчете геохимических показателей не учитывались, что более подробно будет обсуждено ниже по тексту.

Необходимо отметить, что баженовская свита погружена на глубину 2500-3500 м и претерпела существенные изменения (окремнение, карбонатизацию, пиритизацию). Во избежание ошибки интерпретации геохимических данных, используемая в настоящем исследовании база результатов анализов, была проанализирована на присутствие в ней существенно измененных пород. В связи с этим первоначально из выборки были удалены известняки, карбонат-содержащие породы (карбоната более 5масс.%). За исключением карбонат-содержащих пород кокколитовой пачки 5, где карбонатный материал является седиментационным (Панченко и др. 2016; Эдер и др., 2022). В качестве дополнительного признака существенно измененных пород использовалось отношение C/S (Эдер и др., 2021). Для образцов, которые по значениям рассматриваемых модулей выветривания существенно отличались от основной выборки, проводился дополнительный детальный анализ их состава петрографическими методами и при помощи сканирующего электронного микроскопа (СЭМ). Так, например, оказалось, что каолинитизированные породы, которые по химическому составу не отличаются от основной массы пород баженовской свиты, характеризуются повышенными значениями CIW и CIA, а существенно окремненные породы с SiO_2 >70масс.% – пониженными значениями этих показателей. Таким образом, было подтверждено, что корректная интерпретация геохимических модулей для реконструкций условий образования невозможна без тщательного изучения особенностей вещественного состава пород и выявления свидетельств их вторичных преобразований. Некоторые такие особенности состава, в частности в высокоуглеродистых тонкозернистых породах, выявляются только на стадии ультрамикроскопических исследований.

В результате исследования выявлено, что для баженовской свиты характерны средние значения CIA=72-76, CIW=85-89. Известно, что CIA>70 характеризует теплый климат, <70 – холодный (Nesbitt, Young, 1982); CIW >80 – теплый климат, <80 – холодный (Harnois, 1988)). Таким образом, согласно этим показателям, климат в позднеюрско–раннемеловой период на территории Западной Сибири был теплым, семиаридным, что в целом подтверждает выводы предыдущих исследователей. Интересным фактом является то, что все образцы от подошвы до кровли баженовской свиты существенно по этим показателям не отличаются, что говорит об относительно стабильных климатических условиях на протяжении всего периода ее седиментации. В то же время ранее нами (Эдер и др., 2022), по результатам детального анализа трендов изменения состава пород и особенностей распространения фауны по вертикали в баженовской свите, а также сопоставления изученных разрезов с кривыми глобальных климатических изменений в этот период, было высказано предположение о том, что во время накопления «кокколитовой» пачки 5 (поздневолжское время - начало рязанского века) произошло изменение геохимической обстановки в результате похолодания. По-видимому, порог изменения климата с теплого на холодный не был достигнут в этот период, но для смены фауны с преимущественно кремнистой на кремнисто-карбонатную некоторого похолодания (сопровождаемого развитием аридизации) было достаточно в совокупности с другими возможными факторами.

Для разграничения состава областей питания используются диаграммы Th-Hf-Co и La-Th-Sc (Wronkiewicz, Condie, 1987), а также отношение $(La/Yb)_N$ (Taylor, McLennan, 1985; Yang et al, 1998). С целью выявления генезиса элементов, используемых в этих геохимических модулях и оценки возможности их использования для восстановления состава пород областей сноса во время седиментации баженовской свиты, был проведен анализ корреляционных связей Th, Hf, Sc, Co, La, Yb с Al_2O_3 и $C_{орг}$. Таким образом, предполагалось уточнить их приуроченность к терригенной или биогенной составляющим пород. В результате проведенного исследования установлено, что высокая

положительная зависимость с Al_2O_3 наблюдается для Th (R=0.96) и Hf (R=0.95). Для La и Sc при первой итерации корреляционная зависимость с Al_2O_3 оказалась низкой. В то же время, судя по полученному графику, очевидно, что для большей части образцов (около 90%) распределение отношения La/Al_2O_3 и Sc/Al_2O_3 подчиняется линейной положительной зависимости. При более детальном рассмотрении образцов, отклоняющихся от этой линейной зависимости, выяснилось, что они представлены породами: а) с содержанием P_2O_5>1%; б) окремненными с содержанием SiO_2>70%; в) существенно пиритизированными породами (содержание пирита превышает содержание ОВ и C/S≤1), расположенными у границы баженовской и георгиевской свит. Так как вышеперечисленные характеристики пород подтверждают их особый состав, связанный с наличием фосфатного материала остатков костей скелетов рыб, который предположительно мог сорбировать лантан и скандий, или со значительными постседиментационными изменениями, эти образцы были удалены из выборки и не использованы при построении треугольной диаграммы Th–La–Sc. После описанной выше коррекции базы данных коэффициент корреляции La/Al_2O_3 повысился до 0.75, Sc/Al_2O_3 – до 0.71, что указывает на значимую положительную линейную зависимость между этими величинами. При корреляции Th, Hf, La и Sc выявлено, что зависимость от содержания C_{opr} у этих элементов отсутствует (R<0.1).Что касается Co и Yb, то выявлено, что зависимости их содержания от содержания C_{opr} (R=0.32-0.39) и Al_2O_3 низкие (R=0.25-0.31). Однако, для Yb наблюдается положительная значимая зависимость с содержанием La (R=0.79), что косвенно подтверждает его связь с терригенной составляющей пород. Таким образом, сделаны выводы, что Th, Hf, La и Sc баженовской свиты имеют терригенный генезис и могут быть использованы для реконструкций состава источников сноса. То же касается и иттербия. Co, для которого зависимость с содержаниями C_{opr} и Al_2O_3 оказалась низкая, для подобного исследования не пригоден. В связи с чем из двух треугольных диаграмм Th-Hf-Co и La-Th-Sc (Wronkiewicz, Condie, 1987) для баженовской свиты использовалась лишь первая.

Согласно С. Тейлору, С. МакЛеннану (1985) значения $(La/Yb)_N$>8 указывают на кислый состав источников сноса, от 4 до 8 – промежуточный и <4 – основной. Для баженовской свиты значения этого показателя изменяются от 4.9 до 7, что указывает на промежуточный (между основным и кислым) состав пород в областях питания. По данным (Wronkiewicz, Condie, 1987) кислые породы характеризуются повышенными содержаниями La и Th и пониженными Co, Sc, Cr, Th по сравнению с основными. Согласно расположению значений содержаний Th, La и Sc на треугольной диаграмме Th–La–Sc (Wronkiewicz, Condie, 1987) при седиментации изучаемых отложений происходил привнос терригенного, преимущественно глинистого материала с областей сноса среднего состава. В рамках настоящей работы выявлено, что в баженовской свите значения европиевой аномалии изменяются в пределах 0.9–1.2. В то же время известно, что для кислых магматических пород характерны значения Eu/Eu*<0.85, в отличие от базальтоидов (Eu/Eu*> 0.85) (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, Taylor, 1991). Соответственно, значения европиевой аномалии в баженовской свите указывают на преимущественно основной состав областей сноса. Таким образом, анализ комплекса геохимических показателей, основанных на соотношении ряда микроэлементов, включая РЗЭ, свидетельствует о том, что при седиментации изучаемых отложений преобладали источники сноса преимущественно основного, состава. Эти выводы коррелируются с полученными ранее данными А.В. Масловым и соавторами (2007) для алевроаргиллитов мулымьинской и абалакской свит Шаимского района.

В результате исследования сделаны следующие выводы. Для пород верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты выявлена значимая положительная линейная зависимость Th, Hf, Sc, La от содержания Al_2O_3, подтвержден их терригенный генезис. Определено, что образцы, в которых распределение значений отношений Sc/Al_2O_3 и La/Al_2O_3 не удовлетворяет линейной зависимости, это смешанные глинисто-кремнистые породы с содержанием P_2O_5 >1масс.% или существенно пиритизированные (в которых содержание пирита превышает содержание ОВ и C/S ≤1), а также силициты с содержанием SiO_2 >70масс.%. Сделаны выводы, что перед анализом геохимических индикаторов для реконструкций обстановок накопления баженовской свиты, кроме карбонатизированных пород, должны быть удалены из выборки породы с перечисленными выше особенностями вещественного состава, а также породы, претерпевшие катагенетическую каолинитизацию. Этот вывод подтверждает необходимость тщательного изучения минерального состава и вторичных преобразований пород при использовании геохимических модулей и индикаторов для палеогеографических и палеоклиматических реконструкциях.

Согласно анализу показателей климата (CIA, CIW) подтверждено, что в волжское - раннеберриасское время мобилизация осадочного вещества происходила в стабильных условиях теплого семиаридного климата.

По комплексу геохимических признаков $(La/Yb)_N$, Eu/Eu*, анализу распределения значений на треугольной диаграмме Th–La–Sc определено, что в Центральный и Юго-Восточный районы поступали продукты размыва преимущественно пород основного состава, при дополнительном влиянии кислых источников сноса.

Благодарности. Авторы выражают особую благодарность С.В. Сараеву за идею и обсуждение результатов настоящего исследования и А.В. Маслову за ценные советы по улучшению текста статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Минобрнауки России (госзадание) FMMG-2023-0008, FWZZ-2022-0007.

Литература

Маслов, А.В. Особенности химического состава РЗЭ–Th–Sc– систематика тонкозернистых пород нижнего мезозоя Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / А.В. Маслов, В.П. Алексеев // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2007. – № 2. – С. 21–29.

Маслов, А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретация полученных данных / А.В. Маслов // Учеб. пособие по разделам дисциплин "Литология" и "Лаборатор. методы изучения полез. ископаемых" для студентов спец. 080100 – "Геол. съемка, поиски и разведка месторождений полез. ископаемых" / Федер. агентство по образованию ГОУ ВПО "Ур. гос. горн. ун–т", Ин–т геологии и геохимии УрО РАН. – Екатеринбург, 2005. – 289 с.

Эдер, В.Г. Литостратиграфия и обстановки седиментации баженовской свиты (Западная Сибирь) в центральном, юго-восточном и северном районах ее распространения / В.Г. Эдер. С.В. Рыжкова, О.С. Дзюба, А.Г. Замирайлова // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2022. – Т. 30. – № 5. – С. 46–74.

Эдер, В.Г. Литолого-геохимические свидетельства катагенетических преобразований черных сланцев на примере баженовской свиты Западной Сибири / В.Г. Эдер, Н.С. Балушкина, А.Г. Замирайлова, А.Н. Фомин // Вестник Московского университета – 2021. – Серия 4: Геология – № 1 – С. 58-70.

Harnois, L. The CIW index: A new chemical index of weathering / L. Harnois // Sedimentary Geology. – V. 55, № 3-4. –1988. – Pp. 319-322.

Nesbitt, H.W. Early Proterozoic climate sand plate motions inferred from major element chemistry of lutites / H.W. Nesbitt, G.M. Young // Nature, 299. – 1982. Pp. 715–717.

Taylor, S.R. The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks / S.R. Taylor, S.M. McLennan // 1985. – Blackwell, Oxford. – Pp. 312.

Wronkiewicz, D.J. Geochemistry of shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source–area weathering and provenance / D.J. Wronkiewicz, K.C. Condie // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1987. – V. 51. – Pp. 2401–2416.

Yang, H. Geochemical La and Nd isotopic compositions of the metasedimentary rocks in the La Ronge Domain, Trans–Hudson Orogen, Canada: implications for evolution of the domain / H. Yang, K. Kyser, K. Ansdell // Prec. Res. – 1998. – V. 92. – Pp. 37–64.

Reconstruction of the composition of rocks – sources of demolition and paleoclimate during the time of the Bazhenov Formation sedimentation of Western Siberia according to lithogeochemical data

Eder V. G.[1], Zamiralova A.G.[2], Yan P.A.[2]

1 – Geological Institute of RAS, Russia, 119017, Moscow, Pyzhevskiy lane, 7, edervika@gmail.com

2 – Institute of petroleum Geology and Geophysics. A. A. Trofomuk SB RAS Russia, 630090, Novosibirsk, Prospekt Akademika Kopyuga 3, zamirailovaag@ipgg.sbras.ru

3 - Institute of petroleum Geology and Geophysics. A. A. Trofomuk SB RAS Russia, 630090, Novosibirsk, Prospekt Akademika Koptuga 3, yanpa@ipgg.sbras.ru

For the rocks of the Upper Jurassic-lower Cretaceous Bazhenov formation a significant positive linear dependence of the contents of Th, Hf, Sc, La from the content of Al_2O_3 revealed, their terrigenous origin confirmed. The study of variations of the CIA, CIW confirmed that the climate of the Late Jurassic-early Cretaceous period in the West Siberian sedimentary basin was warm, semi-arid. It is revealed that throughout the period under review, it did not change significantly. For the sediments of the Bazhenov formation, a number of such indicators as $(La/Yb)_N$, Eu/Eu*, and the distribution of values of trace elements on a triangular diagram Th–La–Sc suggests that in the central and southeastern regions of the formation distribution area, the sources of demolition of the mafic composition prevailed.

Keywords: Bazhenov formation, Upper Jurassic, trace elements

УДК 551.89: 561.26.016:551.797

Особенности прибрежного седиментогенеза Южного Приморья в среднем голоцене

Элбакидзе Е.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: ekato21@mail.ru

Возраст озер Северо-Востока России по большей части относительно молодой и ограничивается концом плейстоцена–началом голоцена, что делает их надежными источниками для изучения палеогеографических изменений среды (Минюк и др. 2022). Именно таким объектом является оз. Алексеевское, расположено на горе Ольховой (1640 м над уровнем моря) в средней части Сихотэ-Алиня. Изучение диатомовой флоры из отложений оз. Алексеевского позволило установить связь видового и количественного состава диатомей с изменяющимися условиями осадконакопления и колебанием климата. Комплексы диатомей отражают фациально-сукцессионные фазы своего развития, а именно: эвтрофный неглубокий водоём атлантического времени→дистрофный водоём (самое начало пребореала→образование пелагиали во время климатического потепления (бореал)→похолодание и обмеление озера (начало субатлантика)→потепление, пелагиаль слабо выражена, водоём эвтрофный (субатлантик).

Ключевые слова: диатомеи, голоцен, Южное Приморье

Материалом для исследования послужила колонка А-7, пробуренная в северной наиболее мелководной части озера, мощностью – 35 см. Котловина оз. Алексеевское имеет эрозионно-тектоническое происхождение, размер озера составляет 40 на 20 м. Особенностью оз. Алексеевское является резкие колебания уровня воды, максимальная глубина при наивысшем уровне достигает 4,5 м. Озеро находится на вершине, окружено горными тундрами, ельниками. Вблизи водоема расположены своеобразные скальные массивы и курумовые склоны. Партизанский хребет, в том числе гора Ольховая являются южными районами распространения многих аркто-альпийских видов растительности (Ганешин, 1957).

Осадки представлены серыми сильно гумусированными плотными алевритами и щебнем без четкой слоистости. Методом диатомового анализа из осадков скважины изучено 15 проб. Техническая обработка проводилась по стандартной методике (Диатомовый анализ, 1974). Определение видового состава водорослей и подсчет створок в препарате проводили с помощью светового микроскопа ZEISS Axio Lab. A1. В работе использована систематика диатомей согласно Algaebase (https://www.algaebase.org/). Изученная диатомовая флора представлена 94 видами и внутривидовыми таксонами, которые представлены разными экологическими группами.

Обнаруженные таксоны были сгруппированы по своей экологической валентности в основные экологические группы: соленость, биотоп, pH, концентрация ионов Ca^{++} и HCO_3^- (трофность), концентрация растворенного кислорода (гуммозность), биогеографическая принадлежность. Комбинации этих признаков (Короткий и др. 1976), изменяющиеся по толще озерных осадков, позволяют выделить три экологических комплекса диатомей, чередование которых в осадках, обусловленное палеоклиматическими изменениями и связанными с ними фациальными обстановками, дает основание восстановить историю развития озерного водоема:

I экологический комплекс - планктонные галофильные и индифферентные диатомеи, характерные для водоемов олигогуммозного и эвтрофного типов с повышенным содержанием ионов Ca++;

II экологический комплекс - псевдопланктонные галофильные и индифферентные эпифиты, характерные для олиго- и мезогуммозных водоемов;

III-А экологический комплекс - бентические диатомеи, индифферентные по галобности, обитающие в мезо- и олигогуммозных водоемах эвтрофного типа;

III-Б экологический комплекс - бентические диатомеи, галофобы и кальцефобы ацидофильного облика, характерные для полигуммозных олиготрофных водоемов.

Используя эти экологические комплексы, можно выделить следующие этапы геологического и палеогеографического развития водоема:

I (образцы 13-15) - эвтрофный олигогуммозный неглубокий водоем с выраженной пелагиалью и pH > 7. Датируется по спорово-пыльцевому анализу и флоре диатомей атлантиком;

II (образцы 11-12) - обмеление и заторфовывание озера, pH <7. Похолодание климата на границе атлантика - суббореал. Появление первых признаков дистрофного водоема. Угнетение флоры диатомей и сокращение сроков вегетации обусловлено длительным ледовым режимом;

III (образцы 7-10) - новое обводнение и образование пелагиали при потеплении климата в

суббореальное время, pH> 7. Водоем богат питательными веществами (эвтрофный тип);

IV (образцы 4-6) - новая волна похолодания и обмеление озера. Водоем приобретает полигумозный характер, pH ~7. Выражены признаки обеднения водоема питательными веществами;

V (образцы 1-3) - относительное потепление субатлантического времени. Пелагиаль слабо выражена. Водоем эвтрофный, pH> 7.

Результаты исследования позволили восстановить условия осадконакопления в палеоводоеме. Такое чередование экологических комплексов диатомей свидетельствует о том, что формирование изученных отложений соответствует неглубокому озеру с достаточно хорошо выраженной пелагиалью и богатое питательными веществами. Похолодания климата вызывают развитие на этом уровне снежников и наледей, длительное замерзание (а иногда и промерзание) водоема, резко сокращающего вегетационный сезон.

Литература

Ганешин Г.С. Геоморфология Приморья. Л.: Госгеолтехиздат, 1957. 105 с.

Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Л. «Наука», 1974. Т.1. С. 63–79.

Короткий А.И., Караулова Л.П., Пушкарь В.С. Климат и колебания вертикальных ландшафтных зон Сихотэ-Алиня в голоцене. - В кн: Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 112-129.

Минюк П.С., Пожидаева Д. К., Бурнатный С.С., Черепанова М. В. и др. Комплексные исследования плейстоцен-голоценовых осадков озера Грязевое, Магаданская область. В издании Материалы XIV школы-конференции с международным участием "Проблемы геокосмоса -2022" Год: 2022 Страницы: 40-47 DOI: 10.53454/978598620_40.

Characteristics of the middle Holocene coastal sediment genesis in South Primorye

E.A. Elbakidze

Far East Geological Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, e-mail: ekato21@mail.ru

Most lakes in the northeastern Russia are relatively young, of late Pleistocene to early Holocene age to be precise, which makes them a reliable source of paleogeographic data on environmental changes. One of such study areas is the Alekseevskoe Lake located on the top of the Olkhovaya mountain (1640 m above sea level) in the central middle part of the Sikhote-Alin. The study of the diatom samples collected from the sediments of the Alekseevskoe Lake enabled us to establish a relation between species, and quantitative composition of diatoms and changing conditions of sedimentation and climate change. Diatom complexes reflect the stages of facies succession as follows: a eutrophic shallow lake during the Atlantic period → a dystrophic lake during the early beginning of the pre-Boreal → the formation of a pelagic zone during a period of warming (Boreal) → a period of cooling and lake shallowing (the beginning of the Subatlantic period) → a period of warming, the pelagic zone is weakly pronounced, a eutrophic lake (Subatlantic period).

Keywords: diatom analysis, Holocene, South Primorye.

УДК 552.52(551.763)

Характеристика озерных отложений тургинской свиты (баррем – апт) в обнажении Миддендорфа (правобережье р. Турга, Восточное Забайкалье)

Ян П.А., Косенко И.Н., Ефременко В.Д., Метелкин Е.К.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН. Россия, 630090, г. Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3, yanpa@ipgg.sbras.ru

Рассмотрены результаты петрографических исследований глинистой части разреза баррем-аптской тургинской свиты в обнажении Миддендорфа, накапливавшейся в озерных обстановках. Описаны три основных вида слоистости: ленточная, градационная и «пирокластическая» и сделаны выводы относительно условий их образования. Полученные результаты больше всего соответствуют модели озер медленно погружающихся равнинных областей с пологим профилем и низким поступлением аллохтонного осадочного материала.

Ключевые слова: Забайкалье, тургинская свита, озерные отложения

Обнажение Миддендорфа, расположенное на правом борту долины р. Турга, в 3,5 км к северо-востоку от п. Маяк (50˚48′25″с.ш., 116˚07′20″в.д.), известно как первое местонахождение мезозойской фауны в Забайкалье. В обнажении встречаются многочисленные остатки костистых рыб *Lycoptera middendorfii*, ракообразных-конхострак *Eosestheria middendorfii* и насекомых *Ephemeropsis trisetalis*, составляющих «ядро» биоты Джехол, широко распространенной в нижнем мелу востока Азии. Превосходная сохранность фоссилий не уступает широко известным формациям Исянь и Цзюфотан северо-восточного Китая и позволяет рассматривать тургинскую свиту в качестве лагерштетта. Обнажение представляет из себя задернованный склон протяженностью до 550 м и высотой до 10 м. Разрез тургинской свиты вскрыт пятью канавами: первые две вскрывают нижнюю часть разреза, третья, четвертая и пятая – верхнюю (рис. 1). В основании залегают конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу тонкогоризонтальнослоистыми аргиллитами с маломощными прослоями алевролитов и белесо-желтых глин. Эта существенно глинистая часть разреза рассмотрена в данной работе. Материалом для исследований послужили образцы, отобранные на комплексный, в том числе петрографический (13 обр.), анализ.

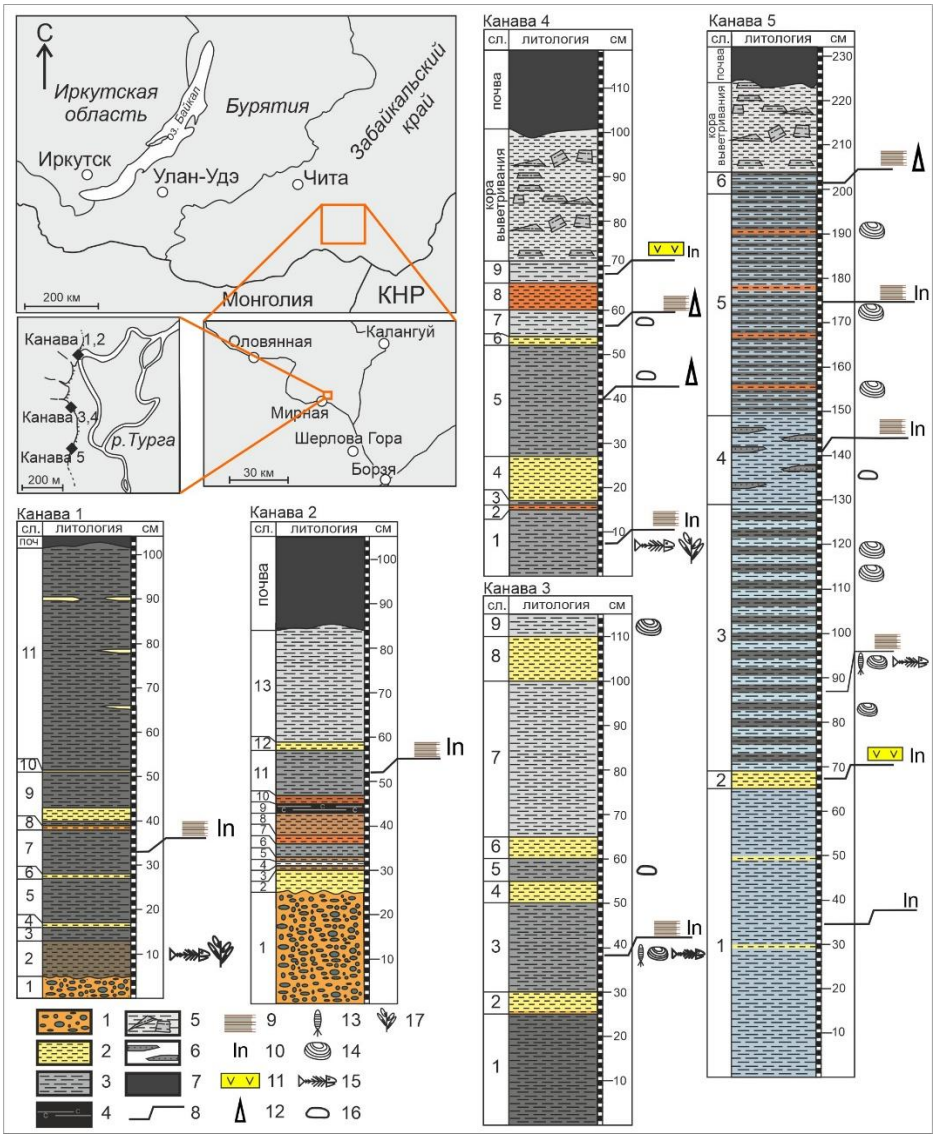


Рис. 1**.** Расположение обнажения Миддендорфа и литологические колонки разрезов, вскрытых канавами 1 – 5

1 – галечно-гравийный конгломерат, *2* – глина, *3* – аргиллит, *4* – углистый прослой, *5* – кора выветривания, *6* – песчанистые прослои, *7* – почва, *8* – уровни отбора образцов, *9* – ленточная слоистость (варвы), *10* – повышенная концентрация выделений лейкоксеноподобного минерала, *11* – прослои туфов, *12* – градационная слоистость, *13* – находки поденок *E. trisetalis*, *14* – конхостраки *E. middendorfii*, *15* – рыбы *L. middendorfii*, *16* – остракоды, *17* – растительный детрит

По результатам микроскопических исследований почти все изученные образцы рассматриваемых разрезов представлены аргиллитами гидрослюдистыми мелкопелитовыми с

хорошей сортировкой и одновременным погасанием глинистых чешуек. Примесь алевритового материала обычно незначительная (2-3%), встречаются единичные обломки мелкопесчаной размерности. Терригенная составляющая может быть рассеянной или концентрироваться по слоистости, и представлена кварцем, в меньшей степени, кремнистыми, серицит-кремнистыми литокластами, реже полевыми шпатами. Обычно преобладают угловатые и слабо окатанные обломки. Встречаются и удлиненные остроугольные, характерные для пирокластики.

Большинство образцов характеризуется наличием тонкой горизонтальной слоистости, выраженной в разной степени и различающейся по масштабу. В девяти образцах из 13 изученных присутствует тонкая ленточная слоистость, состоящая из парных элементов толщиной обычно 0,02-0,05 мм, реже – 0,01 до 0,1 мм (рис. 2). Отличительной их чертой является ритмичное чередование обычно более мощных светлых глинистых слойков и более тонких темных слойков, насыщенных органическим веществом и остатками фауны (конхостраки, рыбы). Соотношение толщин обычно составляет 2 к 1 с вариациями от 1:1 до 3:1. В образцах этот тип слоистости может абсолютно преобладать или присутствовать в виде подчиненных прослоев. Ленточная слоистость (сезонная слоистость, варвы) хорошо известна в озерных осадках и связана с сезонными изменениями влажности и температуры. Ее формирование в относительно теплом и влажном климате происходит в результате периодической смены паводковых периодов, когда увеличивается поступление аллохтонного материала и формируются светлые слойки, с периодами более медленной седиментации, когда накапливаются темные, обогащенные органикой и остатками фауны осадки. Последние могут быть связаны с увеличением биопродуктивности и/или заморами биоты в результате температурных оптимумов, стратификации водной массы и/или возникновения дефицита кислорода на фоне низкого поступления аллохтонного материала. Для образования и сохранения ленточной слоистости необходимы спокойные гидродинамические условия и отсутствие интенсивной биотурбации.

Также в разрезе присутствуют отдельные слойки толщиной от <1 до 3 мм, в единичном случае – до 10-12 мм, с прямой градационной сортировкой материала от алевролита, алевро-аргиллита до тонко отмученного аргиллита. Для этих слойков характерна резкая нижняя граница, в наиболее крупных прослоях в основании видны следы эрозии. Градационные прослои являются результатом разгрузки дистальных мутьевых потоков, которые могут быть связаны с целым рядом событий: штормами, оползнями и обвалами, землетрясениями. В изученном разрезе видны лишь отголоски этих событий, по которым невозможно судить о масштабах их проявления. При этом отсутствие заметной периодичности в появлении таких прослоев в разрезе исключает из этого списка сезонные паводки.

Кроме ленточной и градационной слоистости иногда встречается слоистость промежуточная по масштабу и не ясного генезиса. Толщина слойков 0,1-0,4 мм, нижняя и верхняя границы, как правило, резкие. Как и для градационной слоистости, нет видимой периодичности в разрезе. Состав слойков глинистый гидрослюдистый с мелко-, в единичном случае – крупнопелитовой структурой. Чешуйки могут быть неориентированными и гаснуть хаотично или некрупными агрегатами. Кроме того, в этих слойках может наблюдаться примесь или преобладание бесцветной изотропной кремнистой составляющей. Характерной чертой этих слойков является повышенная концентрация тонких выделений лейкоксеноподобного минерала и уровни, насыщенные окислами и гидроокислами железа. Вероятно, что эта слоистость представляет собой результаты осаждения тонкой пирокластики и последующего ее изменения. На участие в осадконакоплении вулканического материала указывают присутствие обломков песчано-алевритовой размерности со специфической формой и составом, встречающихся обычно в небольших количествах, зато почти повсеместно. Кроме того, в разрезе зафиксированы отдельные туфогенные прослои толщиной от 3-5 мм до 3-5 см, сложенные измененными витрокластами и обогащенные гидроокислами железа. Однако окончательные выводы относительно количества вулканического материала и его составе можно делать только после проведения геохимических исследований пород.

Для изученных отложений биотурбация в целом не характерна, единичном случае отмечены редкие тонкие горизонтальные и полого наклонные следы питания в осадке и очень мелкий вертикальный след (вероятно, ризолит), по осевой части которого развит вторичный пирит. Пирит в изученных образцах встречается нечасто и в небольших количествах, обычно развит по органике (растительный детрит, остракоды и др. остатки фауны). Какой-то зависимости его распространения с особенностями состава, текстуры и положением в разрезе не выявлено. Выраженных признаков аноксидных условий в данном разрезе не наблюдается, но почти полное отсутствие биотурбации отложений и достаточно хорошая сохранность фауны могут свидетельствовать о дефиците кислорода в придонных слоях воды и в осадке.

Таким образом, литолого-петрографические исследования показывают, что изученные отложения накапливались в озерах с терригенно-глинистой седиментацией при участии вулканогенного и, в меньшей степени, биогенного материала. Пресноводная фауна и отсутствие видимых следов хемогенного осадконакопления предполагает открытый гидрологический режим озера. Накопление фоновых глинистых осадков с тонкой ленточной слоистостью происходило из взвеси при отсутствии хоть сколько-нибудь значительного влияния волн и течений на придонные воды.

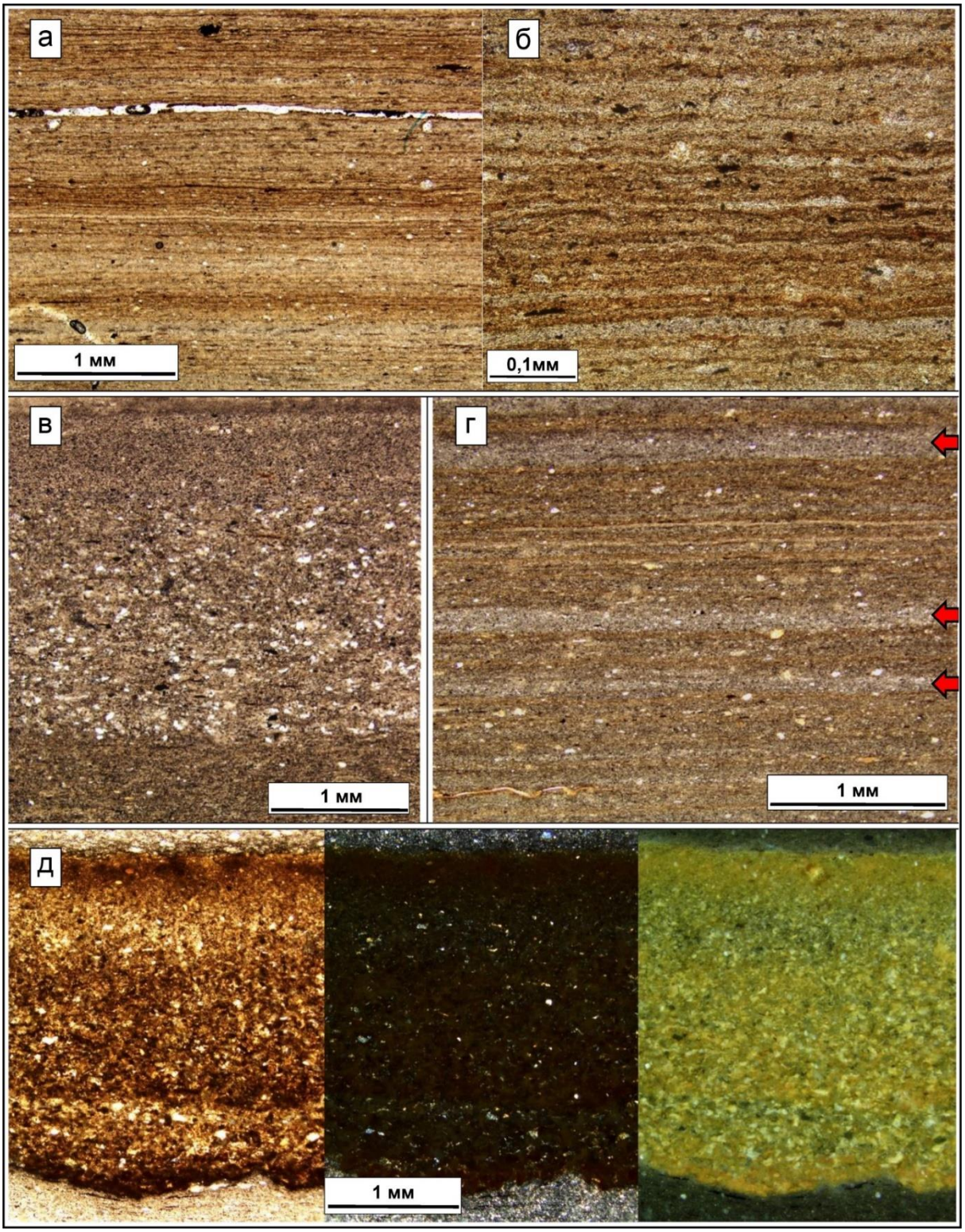


Рис. 2. Слоистость тугринской свиты

а, б – ленточная слоистость (варвы); в – градационный прослоий; г – тонкие прослои измененной пирокластики (показаны стрелками) в аргиллите с ленточной слоистостью; д - туфогенный прослой. Основная масса сложена изотропными витрокластами. Неравномерное распределение лимонита, гидроокислов железа, лейкоксеноподобного минерала и неокатанной алевритовой примести. Фотографии в проходящем свете, при скрещенных николях и в отраженном свете

Если считать каждый парный слоек соответствующим годичному циклу, то средняя скорость фонового осадконакопления составляла около 3-4 см/тыс. лет без учета уплотнения. Медленные

скорости осадконакопления и тонкий состав отложений изученной части разреза свидетельствует об отсутствии интенсивного поступления аллохтонного материала в озеро. Вскрытые рассматриваемыми разрезами отложения накапливались на значительном удалении от береговой линии ниже глубины воздействия штормовых волн. Фоновые условия осадконакопления нарушались дистальными мутьевыми потоками и эпизодами вулканической активности. Для возникновения мутьевых потоков, в результате которых образовывались мелкие и тонкие градационные слойки, необходимо, чтобы водоем обладал необходимыми размерами и батиметрическим градиентом.

Вулканический материал в озеро поступал в виде тонкой пирокластики кислого или среднего состава. Относительно происхождения этого озера по имеющимся фрагментарным данным что-то определенное сказать трудно. Гипотеза его рифтового генезиса (Цеховский, Суткалова, 2014) подразумевает мощные осадочные выполнения и высокие скорости седиментации. Для ее подтверждения необходимо обосновать согласную границу изученных глинистых отложений с подстилающими конгломератами и объяснить резкие перепады в скоростях осадконакопления. Происхождение этого озера в результате непосредственной вулканической деятельности (кратеры вулканов, кальдеры) (Синица и др., 2016) представляется маловероятным, так как последние обычно не имеют больших размеров и характеризуются специфическим батиметрическим профилем. Больше всего вышеизложенным результатам исследования ограниченного материала соответствует модель озер медленно погружающихся равнинных областей, особенностями которых являются значительные площадные размеры, пологий профиль и небольшое поступление аллохтонного осадочного материала. Для достоверного заключения необходимы более полные и детальные материалы.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 22-17-00228 (https://rscf.ru/project/22-17-00228/), а также научно-методической поддержке ФНИ (FWZZ-2022-0008, FWZZ-2022-0004).

Литература

Синица, С.М. Классические разрезы тургинской свиты Забайкалья как возможный аналог динозавровой формации Исянь провинции Ляонин Китая / С.М.Синица, С.А.Решетова, Е.С.Вильмова // Вестник ЗабГУ. – 2016. – т. 22 (11). – С. 24–41.

Цеховский, Ю.Г. Нижнемеловые озерные горючие сланцы в рифтовых впадинах Забайкалья и Монголии / Ю.Г.Цеховский, И.Е.Стукалова // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2014. – т.89, вып. 3. – С. 53-62.

Lake sediments characteristics of the Turga formation (Barrem-Apt) in the Middendorf outcrop (right bank of the Turga River, Eastern Transbaikalia)

Yan P.A., Kosenko I.N. , Efremenko V.D., Metelkin E.K.

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS. Russia, 630090, Novosibirsk, Russia, Koptug ave. 3, yanpa@ipgg.sbras.ru

The results of petrographic studies of the clay part of the Barrem-Aptsky section of the Turga formation in the Middendorf outcrop accumulated in lake environments are considered. Three main lamination types are described: varve, gradational and "pyroclastic". The conditions of their formation are assumed. The results obtained are most consistent with the model of slowly plunging lowland areas lakes with a flat profile and low input of allochthonous sedimentary material.

Keywords: Transbaikalia, Turga formation, lake deposits

Содержание

Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Малышев В.В.
Субаэральные перерывы и возможные процессы почвообразования на границе девона и карбона в разрезе Колесовского карьера известняков (Тульская область) 4

Алексеева Т.В., Алексеев А.О.
К вопросу о сфероидном выветривании гранитов (Павловский карьер, Воронежская область) 6

Андреенков В.В.
Облицовочные камни лебедянской свиты верхнего девона северо-востока Воронежской антеклизы 9

Андреенков И.В.
Стекольные пески северо-востока Воронежской антеклизы 13

Антошкина А. И.
Специфика образования микросферолитовых кальцитов (на примере мшанковых межбиогермных фаций: верхний миоцен, Крым) 18

Аухатов Я.Г.
Бугурусланская область опускания некомпенсированного типа и вопросы минерагении 21

Афонин И.В., Плюснин А.В.
Геохимическая характеристика и условия формирования осинского горизонта юга Непско-Ботуобинской антеклизы (Восточная Сибирь) 23

Барабошкин Е.Ю., Смирнов О.А., Лукашов А.В., Бельтиков Я.В.
К седиментологии парфеновского горизонта в районе Ковыктинского газоконденсатного месторождения (венд Восточной Сибири) 27

Белянин П.С., Мирзеханов Г.С., Иванов В.В., Симонова Г.В., Аверьянов Н.П.
Пыльцевые летописи каргинского межледниковья по отложениям надпойменной террасы современной россыпи р. Бом Унья-Бомского рудно-россыпного района Верхнего Приамурья 31

Богуславский М.А.
Потенциальные источники вещества Милославского каолиноносного района (Рязанская область) 36

Боева Н.М., Бортников Н.С., Слукин А.Д., Макарова М.А., Шипилова Е.С., Мельников Ф.П., Внучков Д.А. 39
Термический анализ в литологии

Бойко Н.И.
Металлогения верхнеюрских рифогенных образований Лагонакской ступени (Северный Кавказ) 43

Бондаренко С.В., Никитин А.В., Корнев И.А.
К вопросу о происхождении карбонатных стяжений в отложениях ергенинской свиты (Калмыкия) 45

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верещагин О.С.
Условия формирования барит-свинцовых, железных и марганцевых руд в карбонатных толщах месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан 49

Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Ян П.А.
Сидерит в юрско-нижнемеловых отложениях Западной Сибири 52

Ветошкина О.С., Радаев В.А.
Биогенные микроструктуры в нижнепермских карбонатных отложениях, Южный Тиман 56

Видик С.В., Ларичев А.И., Кахая В.Г., Оленникова Е.В., Осадчий И.В.
Анализ закономерностей размещения залежей УВ в разрезе Волго-Уральской НГП на основе материалов ГГК 1000/3 60

Волков М.А.
Палинологическое обоснование тектоногенеза Байкальской рифтовой зоны в позднем кайнозое на примере опорного разреза Мишиха 64

Гаврилов Ю.О.
Особенности литогенеза отложений разного литологического состава в сейсмически активных областях 66

Глазырин Е. А.
Литогенетические отражения подводного грязевого вулканизма 71

Глушанкова Н.И., Судакова Н.Г.
Палеогеографические провинции перигляциально-лёссовой формации Средне-волжского бассейна 74
Гончаренко О.П.
Диагенез калийных и калийно-магниевых солей в прибортовой зоне Прикаспийской впадины 78
Горохов И.М., Васильева И.М., Кузнецов А.Б., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Константинова Г.В.
Метод ступенчатого растворения в изучении Sr-изотопной хемостратиграфии и Pb-Pb геохронологии доломитов Староречeнской свиты, Анабарское поднятие, Северная Сибирь 82
Грислина М.Н., Шиманский В.В., Танинская Н.В., Низяева И.С., Васильев Н.Я., Колпенская Н.Н., Нугуманова А.А., Мясникова М.А., Зельцер В.Н.
Седиментационное моделирование юрско-меловых отложений в пределах северного обрамления Сибири 85
Дейнес Ю.Е.
Литохимическая характеристика шунгитоносных флюидолитов Онежской палеопротерозойской структуры 89
Добрецова И.Г.
Металлоносные осадки Атлантического океана 92
Дронов А.В.
Холодноводные карбонаты: диагностика, характерные особенности и значение при секвенс-стратиграфических, палеоклиматических и палеогеографических реконструкциях 95
Дубкова К.А.,Шишлов С.Б.
Эволюция условий накопления отложений мела – палеогена Юго-Западного и Центрального Крыма 98
Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Савко К.А.
История развития юго-западной окраины палеопротерозойского Волго-Донского океана (Восточно-Европейский кратон) 102
Жабин А. В., Кобылина О. Н.
Морфология частиц гипса как индикатор гидродинамических обстановок при накоплении эвапоритового осадка 105
Жуковская Е.А.
Литологические критерии выделения погребенных палеоканалов приливного генезиса как резервуаров углеводородов 107
Журавлева Л.М.
Морфолого-генетические типы резервуаров нефти и газа, связанные с рифовыми сооружениями палеозоя 110
Замирайлова А.Г, Костырева Е.А., Сотнич И.С., Эдер В.Г.
Литолого-геохимическая характеристика баженовской и георгиевской свит на Казанской площади (Томская область, Западная Сибирь) 113
Захарова Н.С., Ескин А.А., Королев А.Э., Захаров Д.С.
Литолого-минералогические особенности волжских горючих сланцев разрезов у села Городище (Ундоры) 116
Зинчук Н.Н.
Литогенез и алмазоносность древних осадочных коллекторов 121
Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.
Гипергенез и алмазная минерагения 125
Золотарева Г.С., Никитин А.В., Горбунов Н.С.
Особенности локализации титан-циркониевых минералов Обильненского рудного поля (Калмыкия) 129
Зуева О.А., Постникова О.В.
Литолого-петрофизическая неоднородность продуктивных отложений мошаковской свиты 132
Изъюрова Е.С., Изъюров А.Д.
Литолого-петрофизическая характеристика пород-коллекторов терригенных продуктивных отложений венда юга Якутии 136
Исаев Г. Д., Родыгин С.А.
Проблемы фациальной интерпретации разрезов палеозоя и моделирования древнейших осадочных и лавовых бассейнов 140

Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В.
Изотопные и геохимические признаки осадочного происхождения залежей борных, полиметаллических и железорудных месторождений Юга Сихотэ-Алиня 143
Калинин П.И., Кудреватых И.Ю., Панин П.Г., Карпухина Н.В.
Литогенез и палеогеографические закономерности формирования лёссовых отложений Русской равнины 148
Кисин А.Ю., Притчин М.Е., Озорнин Д.А.
Оползневые структуры в терригенно-карбонатных породах Кочкарского антиклинория (Ю. Урал) 150
Клювиткина Т.С., Полякова Е.И., Новичкова Е.А.
Особенности осадконакопления в юго-восточной части моря Лаптевых в голоцене по данным анализа ископаемых микроводорослей 154
Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Королев Э.А., Хаюзкин А.С.
Особенности литогенеза карбонатных пород-коллекторов юго-востока Татарстана 158
Коробов А. Д., Коробова Л. А.
Метаморфизм угленосных толщ и обратная вертикальная метасоматическая зональность в межугольных терригенных пластах (Чульманская впадина, Южно-Якутский бассейн) 162
Коробов А. Д., Коробова Л. А.
О роли соленых углей при превращении каолинита в гидрослюду парагонитового типа в тонштейнах Донбасса 166
Королёв А.Э.
Сидеритовая минерализация в среднеюрском терригенном комплексе юго-запада Татарстана 170
Королёв Э.А., Ескин А.А., Валидов М.Ф., Королёв А.Э., Захарова Н.С.
Стадийность литогенеза нефтеносных кварцевых песчаников бобриковского горизонта Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода 173
Коршунов Д.М., Окина О.И.
Индикаторные возможности РЗЭ при интерпретации генезиса месторождений каолиновых глин 177
Кочергин Д.Л., Сухих А.О.
Литологическая характеристика нижнекембрийских карбонатных отложений верхней подсвиты билирской свиты Березовской впадины 181
Кравчук В.С.
О литологическом контроле гидротермально-метасоматических изменения Албазинского рудного поля 183
Крайнов А.В.
Генетические типы керамических глин Центрально-черноземного района 185
Крайнов А.В., Горюшкин В.В.
Стекольные пески второй надпойменной террасы реки Воронеж 188
Крупенин М.Т.
Эволюция состава Mg-Fe карбонатных метасоматитов в надрифтовых осадочных бассейнах (к проблеме месторождений кристаллического магнезита и сидерита в карбонатных толщах) 192
Кудаманов А.И., Карих Т.М.
Следы аноксийных событий ОАЕ в разрезе верхнего мела Западной Сибири 196
Кузнецов В.Г.
Процессы выветривания в геологической истории Земли 198
Кузнецов Ю.А., Дубков А.А., Калиниченко В.Н., Жабин А.В.
Результаты исследований микро – и нано форм кристаллических фаз благородных металов на золоторудных месторождениях 201
Кузьменкова О.Ф., Бибикова Е.В., Воскобойникова Т.В., Ерошенко А.А., Саченко Т.Ф., Обуховская В.Ю.
Осадочные вулканомиктовые породы задонского надгоризонта нижнего фамена Припятского прогиба 204
Ламомов А.В., Григорьева А.В.
Промышленный потенциал редкометалльных россыпей и техногенных образований Ловозерского узла 208
Левитан М.А.
Плейстоценовый седиментогенез на подводных частях континентальных окраин 212

Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Левицкий И.В.
Петрохимия и минерагения осадочных пород в архее–палеопротерозое Сибирского и Фенноскандинавского кратонов, Памира, складчатых поясах их обрамления 216
Леонов М.Г.
Атоллы Палеотуркестанского океана: строение и механизм формирования 220
Леонов М.Г.
Строение и тектоническое положение флиша южно-гиссарской зоны (Тянь-Шань) и Внутренних Карпат 224
Лиханов И.И.
Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа: палеообстановки формирования, природа и возраст протолита 227
Лихоман О.А.
Магнитные и стеклянные шарики (микросферулы) 231
Лыгина Е.А., Чижова Е.Р., Правикова Н.В., Овчинникова Е.А., Краснова Е.А., Косоруков В.Л.
Становление эоценовой нуммулитовой банки в Юго-Западном Крыму 233
Магомедов Р.А.
Постседиментационные процессы в Сланцевом Дагестане Восточного Кавказа 238
Макарова М.А., Боева Н.М., Внучков Д.А., Шипилова Е.С., Слукин А.Д., Лопухин М.А., Мельников Ф.П.
Особый генетический тип бокситов провинции Фута Джаллон-Мандинго (Западная Африка) 242
Малиновский А.И.
Вещественный состав и геодинамическая природа фанерозойских отложений Лаоелин-Гродековского террейна (Западное Приморье) 245
Мануковский С.В.
Особенности геологического строения и полезные ископаемые мамонской песчано-каолиновой толщи (ПКТ) на примере месторождения Козынка 247
Маслов А.В.
Факторы седиментогенеза и современные подходы к их реконструкции 251
Матвеев В. В., Кочетков А. В., Шарафетдинов А. И., Шанина В. В.
Параметры переуплотнения юрских глинистых грунтов Московского региона 256
Медведев П.В., Кондрашова Н.И., Лютиков А.В.
Особенности палеопротерозойского карбонатонакопления на Карельском кратоне Фенноскандинавского щита 260
Медведева С.А.
Докембрийские осадочные породы Алдано-Майского бассейна 262
Мельников А.В.
Зона окисления и кора выветривания рудной зоны «Звёздочка» месторождения «Пионер» (Приамурская золотоносная провинция) 266
Милаш А.В.
Литолого-фациальная характеристика нижнефранских отложений девона Воронежской антеклизы и связанные с ними полезные ископаемые 269
Минина О.Р., Ланцева В.С., Неберикутина Л.Н.
Обстановки седиментации рудовмещающих отложений Озернинского рудного узла (Удино-Витимская зона, Западное Забайкалье) 273
Мирнов Р.В., Николаев А.А.
Парагенез доломитов и сепиолитов в отложениях каширского горизонта Башкортостана. Свидетельства бактериального породообразования 277
Мотов А.П., Соболев А.О.
Геологические события, влияющие на уровень концентрации и форму нахождения золота в VMS рудах 280
Муллакаев А.И., Хасанов Р.Р., Ормонов С.А.
Особенности формирования нижнепермских резервуаров природных битумов в Республике Татарстан 283
Муравьев Ф.А., Кропотова Т.В., Силантьев В.В., Хасанова Н.М.
Ризоидные известняки среднепермских отложений Казанского Поволжья 287
Немировская И.А. Иванов А.Ю.
Определение природы углеводородов с помощью аналитических и космических данных в Баренцевом море 290
Никитин А.В.
Зависимость локализации титано-циркониевых россыпей от гранулометрического состава песков Ергенинской толщи (Республика Калмыкия) 294

Никулин И.И.
К вопросу о происхождении Гремячинского и Верхнекамского месторождений калийных солей 296
Никулова Н. Ю.
Геохимические особенности и условия формирования нижнепалеозойских отложений кряжа Манитанырд (Полярный Урал) 299
Новигатский А.Н., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Булохов А.В., Политова Н.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П.
Современные потоки органического углерода на дно арктических морей России: сопоставление расчетных и инструментальных данных 301
Новичкова Е.А., Клювиткина Т.С., Лозинская Л.А., Чеховская М.П., Кравчишина М.Д., Якимова К.С., Матуль А.Г.
Глубоководные условия осадконакопления в Лофотенской котловине (Норвежское море) в голоцене 304
Носкова Е.С., Агафонова Г.В.
Терригенные комплексы докембрия севера Енисейского кряжа 308
Овчинникова М.Ю.
Строение и состав латеритной коры выветривания алюмосиликатных пород Белгородского района КМА 312
Оленова К. Ю., Грачева А. В.
Литолого-фациальный анализ и характеристика пород-коллекторов среднеюрско-нижнемеловых отложений параметрической скважины Новоякимовская 1 (запад Енисей-Хатангского регионального прогиба, Сибирь) 316
Пактовский Ю.Г.
Ветрогранники алмазоносных районов Урала 320
Парада С.Г.
Плиоцен-четвертичные отложения Аральского моря как возможный источник литиевого гидроминерального сырья 324
Первунина А.В., Дейнес Ю.Е.
Фактор миграции углеводородов в шунгитовых породах Максовского месторождения Онежской палеопротерозойской структуры 328
Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т.
Изотопные и геохимические признаки хемогенно-биогенной природы металлоносных осадков триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня 332
Пожидаева Д.К., Минюк П. С., Бурнатный С.С.
Геохимические индикаторы озерно-делювиального седиментогенеза в Северном Приохотье 336
Позднякова Н.Н., Зубова Т.П.
Изучение золота зоны гипергенеза для целей прогноза золоторудной минерализации при проведении ГРР 340
Попков И.В., Попков В.И., Дементьева И.Е.
Нефтегазовые коллекторы триасовых отложений Скифско-Туранской платформы 343
Попков В.И., Попков И.В.
Причины сохранения первичной пористости в нижнетриасовых песчаниках Южно-Мангышлакского нефтегазоносного осадочного бассейна 347
Попов А.Ю., Вакуленко Л.Г., Никитенко Б.Л.
Петрографические и литохимические особенности верхней юры–низов нижнего мела п-ова Нордвик (север Средней Сибири) 351
Предтеченская Е.А., Злобина О.Н.
Результаты усовершенствования шкалы катагенеза нижне-среднеюрских отложений Уренгойского нефтегазоносного района по комплексу литолого-геохимических данных 355
Пунанова С.А.
Преобразования нафтидов в процессе гипергенеза 360
Радомская В.И., Юсупов Д.В.
Геохимические особенности осадков оз. Песчаное в приустьевой части р. Зея 364
Рогов М.А., Щепетова Е.В., Захаров В.А.
Позднеюрско-раннемеловое дизоксидно-аноксидное событие (SDAE) в эпиконтинентальных морских бассейнах Северного полушария 366
Родкин М.В., Пунанова С.А.
Закономерности преобразования нафтидов в процессе гипергенеза на основе корреляционного анализа их микроэлементного состава 370

Ростовцева Ю.В.
Вторичные изменения верхнемиоценовых вулканических пеплов Восточной Грузии (Кахетия) 374
Рыжикова А.И., Лыгина Е.А.
Палеогеография датского бассейна Центрального Крыма 378
Рябинкина Н.Н.
Углеводородный потенциал нижнекаменноугольных отложений северо-востока Тимано-Печорской провинции 382
Рязанова Т.А., Павлуткин И.Г., Марков В.В.
Тип органического вещества и генерационный потенциал тюменской свиты Красноленинского свода 384
Рязанова Т.А., Яцканич Е.А., Марков В.В., Павлуткин И.Г.
Оценка способностей органического вещества доюрского комплекса Западной Сибири к генерации углеводородов 388
Савко А.Д.
Эволюция гипергенного рудогенеза в истории Земли (на примерах богатых железных руд, бокситов и каолинов) 392
Садчикова Т.А, Стукалова И.Е, Наугольных С.В., Чепалыга А.Л.
Смена обстановок осадконакопления, обусловивших переотложение угленосных осадков копсельской свиты средней юры в плейстоцене (Юго-Восточный Крым) 396
Сахаров Б.В., Волков В.Я., Хасанова Н.М., Фазлыйяхматов М.Г., Шаманов И.Н., Галеев Р.И., Варфоломеев М.А.
Применение технологий ЯМР-релаксации и ЭПР-спектроскопии для выявления неоднородности осадконакопления и генезиса битумных пород 398
Седаева Г.М.
Осадочные образования марса: история исследования и их генетическая принадлежность (научный обзор) 402
Седаева Г.М., Родыгин С.А.
Первые находки следов илоедов в континентальных отложениях нижнего девона на юге Чулымо-Енисейской впадины (Минусинский межгорный прогиб, Хакасия) и их значение для стратиграфии, литологии и почвоведения 406
Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М.
Морфолого-генетические особенности коры выветривания фундамента Волго-Уральской антеклизы (Северо-Татарский и Южно-Татарский своды) 410
Сидорчук Е.А., Добрынина С.А.
Роль геодинамического фактора в размещении скоплений УВ в осадочных толщах 412
Силаева О.М., Рудько С.В.
Послойная литолого-геохимическая характеристика пород верхней части ченченской свиты Уринского поднятия (юг Средней Сибири): к вопросу о природе аномалии Шурам-Вонока 416
Слабунов А.И.
Архейские железистые кварциты Карельского и Бунделкхандского кратонов: геохимия, геохронология и геодинамические условия формирования 418
Сначёв А.В.
Палладий-золото-редкометальная специализация углеродистых сланцев Новоусмановской площади (Южный Урал) 422
Соломон М.В.
Нерастворимый остаток нижнепермских сильвинитовых пород Прикаспийской впадины 425
Староверов В.Н., Щеглов В.Б.
Основные этапы рифообразования позднепалеозойской истории карбонатонакопления в пределах Волго-Уральской НГП 429
Стародымова Д.П., Кравчишина М.Д., Новичкова Е.А., Козина Н.В., Сломнюк С.В., Якимова К.С., Макарова Е.А.
Литологические и геохимические особенности состава осадков области метановых сипов хребта Вестнезе (пролив Фрама) 433
Староселец Д.А., Плюснин А.В., Томилина Е.М.
Литолого-минералогические и фациальные особенности отложений визейского яруса Башкирского свода 437
Сунгатуллин Р.Х., Кадыров Р.И., Ибатуллина А.И., Сунгатуллина Г.М.
Физико-химические исследования гипсовых месторождений Среднего Поволжья 439

Сунгатуллина Г.М., Сунгатуллин Р.Х., Мизенс Г.А., Нургалиева Н.Г.
Литолого-геохимическая характеристика эталонных пермо-карбоновых разрезов Южного Урала 442
Сухих А.О.
Литологическая характеристика верхневендских карбонатных отложений кудулахской свиты Березовской впадины 445
Тимонина Н.Н.
Условия формирования природных резервуаров в триасовых отложениях Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции 448
Тихонова К.А.
Особенности окремнения рифейских карбонатных отложений в центральной части Камовского свода 451
Усастов И.С., Лосева Е.Ю., Савенко В.А.
Особенности условий осадконакопления нижнеюрских отложений Северо-Сергинской зоны (Западная-Сибирь) по результатам литолого-фациального анализа 455
Фурсов А.И., Журавлев К.А., Нацвин И.К.
Литологические особенности пород месторождения Красное (Иркутская область) 459
Хаюзкин А.С., Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Андрушкевич О.Ю.
Использование катодолюминесцентной микроскопии для выявления постседиментационной эволюции карбонатных пород-коллекторов 463
Храмцова А.В., Зверев К.В.
Асимметрия морфологии и гиперпикнальный генезис турбидитов ачимовской толщи Западной Сибири 466
Черешинский А.В.
Перспективы поисков ильменитового сырья на территории Воронежской антеклизы 469
Черешинский А.В., Савко А.Д.
Влияние эндогенных процессов на формирование полезных ископаемых в осадочном чехле Воронежской антеклизы 473
Черкашин В.И., Рябов Г.В., Бурцев А.А.
Благороднометалльное оруденение (Au, Pt, Pd) в юрских углях Приэльбрусья (Северный Кавказ) 477
Чуйко В.А., Пактовский Ю.Г., Осовецкий Б.М., Попов А.Г.
Промышленные россыпи алмазов Урала: прошлое, настоящее, будущее 481
Чучалина К.Ю.
Моделирование истории формирования мелководно-морских отложений малышевской свиты пластов Ю2-4 484
Шавекина А.Ш., Бортникова С.Б., Волынкин С.С., Юркевич Н.В., Бондаренко В.П., Гаськова О.Л., Артамонова В.С.
Типоморфные характеристики барита из полиметаллических хвостохранилищ Салаирского Кряжа 487
Шалдыбин М.В., Захарова С.А.
Состав глинистой фракции и ее влияние на ёмкостные свойства песчаных пород-коллекторов (нефтяное месторождение, Западная Сибирь) 491
Швецов Е.И., Таскаева Е.В., Тарасова М.С., Чуклина Н.Я.
Литолого-морфологические особенности отложений утхолокской свиты на примере скважины Х Кшукского месторождения 494
Шевченко В.П.
Роль рассеянного осадочного вещества атмосферы в современном осадконакоплении в Арктике 498
Шишлов С.Б., Дубкова К.А.
Обстановки осадконакопления и генетические типы циклотем юры – нижнего мела Западной Сибири 501
Щепетова Е.В., Рогов М.А., Сахаров Б.А., Козлова Е.В., Булатов Т.Д., Коршунов Д.М., Новикова Н.Г., Яшунский Ю.В., Покровская Е.В.
Верхнеюрская углеродистая толща юго-восточной части Русской плиты: стратиграфия, литолого-минералогические и геохимические особенности 505
Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Ян П.А.
Реконструкция состава пород – источников сноса и палеоклимата времени осадконакопления баженовской свиты Западной Сибири по литогеохимическим данным 509

Элбакидзе Е.А.
Особенности прибрежного седиментогенеза Южного Приморья в среднем голоцене 513
Ян П.А., Косенко И.Н., Ефременко В.Д., Метелкин Е.К.
Характеристика озерных отложений тургинской свиты (баррем – апт) в обнажении Миддендорфа (правобережье р. Турга, Восточное Забайкалье) 514

Научное издание

Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии

Материалы X Международного совещания по литологии

г. Воронеж, ВГУ, 18 - 23 сентября 2023 г

Редакторы: Ю.О. Гаврилов, А.Д. Савко

Ответственные за выпуск:
А.В. Крайнов, С.В. Бондаренко

Издательство ООО «Цифровая полиграфия»
394036, г. Воронеж, ул. Ф. Энгельса, д. 52.
Тел.: (473) 261-03-61, e-mail: zakaz@print36.ru
http://www.print36.ru

