



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РФ
МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
РОССИЙСКИЙ ФОНД
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ОСАДОЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование)

Материалы

4-го Всероссийского литологического совещания
(Москва, 7-9 ноября 2006 г.)

Том 2



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РФ
МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН



ОСАДОЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ:
седиментогенез, литогенез, рудогенез
(эволюция, типизация, диагностика,
моделирование)

Материалы
4-го Всероссийского литологического совещания
(Москва, 7–9 ноября 2006 г.)

Том 2

Москва
ГЕОС
2006

УДК 552.14+553.061.17

ББК 26.323

О 56

Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование). Материалы 4-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 7–9 ноября 2006 г.). Том 2 – М.: ГЕОС, 2006. – 306 с.

ISBN 5-89118-389-7

Книга содержит тезисы докладов, представленных на 4-м Всероссийском литологическом совещании (Москва, 7–9 ноября 2006 г.), посвященном рассмотрению широкого круга вопросов седиментогенеза, литогенеза и осадочного рудогенеза.

Для литологов и геологов широкого профиля, преподавателей и учащихся вузов.

Материалы опубликованы при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 06-05-74044-г.

Ответственный редактор

О. В. Япаскурт

Редколлегия:

М. Г. Леонов, Ю. О. Гаврилов, В. Т. Фролов

*На 1-й стр. обл.: Разрез агт – туронских отложений, Дагестан (разрез у с. Аймаки).
Фото Ю.О. Гаврилова*

На 4-й стр. обл.: Подводнооползневые складки в верхнемаастрихтских – датских отложениях, Дагестан (разрез по р. Герга). Фото Ю.О. Гаврилова

© Межведомственный литологический комитет

РАН, 2006

© ГЕОС, 2006

Секция 4. Биосферные проявления в осадочном процессе

Ю.К. Бурлин, Е.Е. Карнюшина, Г.Е. Яковлев¹

Особенности нефтегазоносных толщ в осадочных бассейнах различного типа

Нефтеносность различных комплексов зависит от состава пород, содержания в них органического вещества и теплофизических свойств. Кроме того, важны такие внешние факторы как геотермический режим и соотношение комплексов в разрезе.

Один из самых крупных в отношении нефтегазоносности Прикаспийский бассейн по набору разнообразных отложений и особенностям теплового поля представляет особый интерес. В его разрезе выделяются четыре крупных комплекса: верхневендско-среднедевонский, верхне-франско-нижнепермский подсолевой с преобладанием карбонатных комплексов, позднепермский солевой и мезозойско-кайнозойский надсолевой. Эти комплексы отражают основные этапы развития бассейна и изменение его термического режима во времени. Наиболее напряженным он, по-видимому, был на ранних этапах развития рифтогенеза (Ю.А. Волож, 2004; Д.Л. Федоров, 2004). В послерифтовый этап развития напряженность теплового поля постепенно снижалась, что отмечается в большинстве схем. Некоторое повышение геотермического уровня, возможно, было только в конце среднего девона и начале франа, возможно, в связи с проявлением рифтогенеза и активизаций вулканизма (Е.Е. Милановский, 1991) В это же время отмечаются перерывы в отложениях.

Заметную роль в геотермическом режиме Прикаспийской впадины играет соленосный (эвапоритовый) комплекс. Аномалии температур под солями и над солями весьма заметны. Под мощной толщей солей они понижены (на глубине около 5 км 70–80°), а выше кровли соли повышены. В тех же зонах (в межкупольных пространствах, заполненных в основном терригенными толщами верхней перми и триаса), где мощность

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; burlin@geol.msu.ru

солей не превышает 100 м, в главную зону нефтеобразования вошли не только отложения подсолевого комплекса, но породы надсолевого комплекса, в которых на глубинах около 4 км температура достигает 125° (R₀ витринита более 0,70 %). Вырисовывается очень пестрая картина распределения температур, что сказывается на неравномерном преобразовании пород (тем более с учетом различной нагрузки из-за разных плотностей солей и терригенных пород. Такая дифференциация в распределении плотностей и температур является одной из причин переток флюидов.

В осадочных бассейнах молодых платформ в связи с их повышенной подвижностью по сравнению с древними проявляется своя специфика. Это сказывается в большей неравномерности распределения мощностей, в наличии глубоких размывов, зон несогласий на растущих поднятиях. Мощность отложений может изменяться от нескольких километров до полного выклинивания. В крупных высокопродуктивных бассейнах, таких как Западносибирский, начало формирования рифтового комплекса связано с расколом ранее существовавших структур, стабилизированных как на каледонском, так и герцинском этапах. Развитие рифтогенных грабенов, заполненных в основном пресноводно-континентальными пестроцветными толщами с вулканитами в Западной Сибири пришлось на позднепермское и триасовое время. В ранне- и среднеюрское время большую роль играло осадкообразование в континентальных условиях. Глинисто-песчано-алевритовые субугленосные толщи полимиктового состава, залегающие в нижней части чехла молодых платформ, относятся к числу характерных комплексов молодых платформ. Преимущественно гумусовый состав органики определяет широкие масштабы газогенерации в этих комплексах. Мощности субугленосных комплексов достигают 2–3 км и более. Интенсивное газообразование в них оказывает влияние на динамику флюидов в вышележащих толщах. Фациальная пестрота и литологическая изменчивость этих отложений, особенно в краевых частях, где они образовались в мелководных прибрежно-морских и континентальных условиях, в том числе в долинах рек, сказывается в сложных формах природных резервуаров, фильтрационно-емкостные свойства пород которых сильно изменчивы. Повышенные мощности песчаных тел связаны с захороненными руслами древних рек. В Западной Сибири, например, крупная речная артерия юрского возраста заключена в недрах Ханты-Мансийской впадины. Подобные обстановки обусловили сложные формы природных резервуаров, которые представлены алевропесчаными линзами различного простирания, что зависит от направления русел, особенностей дельт и прибрежных зон бассейна седиментации. Фильтрационно-емкостные свойства коллекторов в таких резервуарах сильно изменчивы.

В поздней юре на территории Западной Сибири преобладали морские обстановки. В волжский и берриасовый века здесь существовал “голодающий” бассейн, в котором прогибание не компенсировалось седимен-

тацией. В нем происходило накопление кремнисто-глинистого материала баженовской свиты, которая является важной нефтегенерирующей частью разреза, обладающей собственной сингенетичной, а точнее аутигенной нефтеносностью. Коллекторские свойства пород этих толщ возникают в связи с генерацией углеводородов. В более позднее время при росте и разрушении поднятий в обрамлении материал начинает активно поступать из обрамления бассейна, происходит накопление отложений, постепенно компенсирующих дефицит осадочного материала предыдущего этапа. Образуется комплекс, сложенный клиноформами бокового наращивания. Каждая клиноформа отражает импульсное усиление поступления материала в бассейн. Это своеобразная формация, которая лучше всего выражена в ачимовской толще нижнего мела Западной Сибири. Клиноформы характерны для разреза крупного Приобского месторождения нефти.

Для бассейнов активных континентальных окраин подвижных поясов характерна большая дифференциация в составе и мощности отложений и различия в интенсивности теплового потока, степени прогрева и преобразования пород даже в смежных структурно-фациальных зонах. Для задуговых (дуготыловых) бассейнов, обычно связанных с окраинными морями, характерны большие мощности и наличие участков с интенсивным тепловым потоком, особенно на ранних этапах развития, когда вследствие рифтогенеза в грабенообразных прогибах накапливаются озерно-лагунные и прибрежно-морские толщи, нередко угленосные.

Вышележащий комплекс распространен шире. По составу это различные обломочные отложения. Перекрывающие осадочные комплексы отличаются по условиям образования. Продукты вулканизма оказывают большое влияние на состав отложений и определяют возникновение ряда характерных, в т. ч. глинисто-кремнистых и сульфитово-кремнистых, формаций. Они чаще всего формируются на средних этапах развития островодужных бассейнов, характеризуются широким распространением и играют важную роль в нефтеобразовании. Материал этих толщ накапливался в морских обстановках при ограниченном поступлении обломочного материала, но при повышенном содержании биогенных элементов в бассейне (отдаленное влияние вулканизма). Такие условия обуславливали преимущественно хемобиогенный характер осадконакопления. Образовавшиеся породы обогащены рассеянным органическим веществом и обладают высоким нефтематеринским потенциалом. Породы-коллекторы богаты кремнеземом, который, благодаря сравнительно легкой минеральной трансформации, обеспечивает изменение внутренней структуры порового пространства от биогенной через глобулярную до трещинной. С этими породами связаны многие месторождения в Калифорнии, они есть и на Сахалине.

В областях действия мощных речных артерий эти толщи могут перекрываться песчано-глинистыми аллювиально-дельтовыми телами, как, например, на Сахалине, где они являются главными продуктивными

толщами. На заключительных этапах развития накапливаются мощные вулканогенно-обломочные молассы.

Различие в наборах осадочных формаций в разных типах осадочных бассейнов, своеобразие их преобразований в литогенезе определяет как качество нефтеносных пород, так и характер месторождений нефти и газа.

Н.Н. Верзилин², Н.С. Окнова³

Изменение скоростей эвтрофикации стратисферы и накопления горючих полезных ископаемых в фанерозое

Первопричиной эволюции биосферы и изменения физико-географических обстановок в ходе геологической истории Земли, а следовательно и процесса осадочного породообразования, была эвтрофикация стратисферы. Суть эвтрофикации заключается в постоянном накоплении в стратисфере органического вещества (ОВ). Этот процесс сопровождался поступлением в географическую оболочку Земли эквивалентного захороняемому ОВ количества свободного кислорода. Происходило титрование кислородом системы географической оболочки и всей атмосферы. Именно этот процесс – оксигенизация земной коры и атмосферы – и привел к эволюции биосферы и в существенной мере к эволюции литогенеза и формирования горючих полезных ископаемых. Таким образом, первопричина процесса оксигенизации Земли – эвтрофикация стратисферы – является интегральным показателем эволюции географической оболочки.

Эвтрофикация стратисферы выступает очень ярко. Ведь в осадочных отложениях любого возраста присутствует ОВ, а с ходом геологической истории стратисфера неуклонно наращивается за счет все более молодых осадочных образований. Благодаря многолетним исследованиям А.Б. Ронова и его коллег имеются представительные данные о массе $S_{орг}$, захороненного в разных стратиграфических подразделениях фанерозоя [6]. К сожалению, из-за различной продолжительности соответствующих периодов и эпох, нельзя непосредственно судить об изменении интенсивности глобального захоронения ОВ. Результаты же расчетов изменений массы $S_{орг}$ за единицу времени сильно меняются в зависимости от принятой шкалы геологического времени. В связи с этим появление новых данных о продолжительности образования соответствующих стратиграфических подразделений обуславливает целесообразность уточнения ранее сделанных оценок.

² Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург

³ Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург

Для выяснения с количественной стороны эвтрофикации стратисферы в фанерозое по последним наиболее представительным данным о глобальном распределении $S_{орг}$ [6] и современным представлениям о продолжительности периодов и эпох была построена кумулятивная кривая. Из нее следует, что в масштабе геологического времени в общем происходило увеличение скорости захоронения ОВ, но оно происходило неравномерно и с нередкими спадами ниже предшествовавшего уровня. Резкое возрастание скорости захоронения было в среднем ордовике, среднем и позднем девоне, поздней юре и плиоцене.

Общее возрастание скорости эвтрофикации стратисферы и повышение кларка $S_{орг}$ в ней свидетельствуют и об усилении в ходе геологического времени воздействия живого вещества на окружающую его среду вообще и осадочное породообразование в частности. Этот вывод подтверждает справедливость широко известного утверждения В.И. Вернадского: “Живое вещество есть самая мощная геологическая сила, растущая с ходом времени”, так как вскрывает причину роста указанной геологической силы.

Можно полагать, что неравномерность во времени глобального захоронения $S_{орг}$ объясняется сложным сочетанием геодинамических причин (преимущественно через изменения распределения континентов и океанов, глобальных скоростей седиментации, интенсивности вулканических процессов) и климатических причин (в основном чередованием оранжерейных и ледниковых климатов). Обычно одновременно действовали факторы как способствующие, так и препятствующие захоронению органического вещества. Мы видим их конечный, суммарный результат и обычно не можем выявить пути, к нему приведшие. Независимо от перечисленных факторов и сама эволюция жизни, трансформировавшая структуру живого вещества и биосферы, должна была приводить к изменению суммарной скорости захоронения углерода органического и карбонатного, а следовательно, к колебаниям резервуара углекислого газа атмосферы. Последние через механизм оранжерейного эффекта могли вызывать существенные климатические последствия. Ведь лишь эквивалентное живому и мертвому ОВ современной биосферы (9366 млрд т) количество CO_2 в 5,7 раз больше CO_2 , содержащегося в атмосфере!

Если причиной эволюции биосферы и интегральным количественным показателем скорости ее является эвтрофикация стратисферы, то основой существования и неперенным условием развития современного человеческого общества является использование горючих полезных ископаемых, так как они представляют собой почти единственный универсальный источник энергии. Все горючие полезные ископаемые возникли в результате жизнедеятельности живого вещества и эволюции биосферы. Однако их масса составляет лишь ничтожную величину по сравнению с массой рассеянного в стратисфере органического углерода. Потому интересно выяснить, каковы основные особенности изменения интенсивностей накопления главных типов горючих полезных ископае-

мых в геологической истории и связаны ли они с глобальным захоронением органического вещества.

Сопоставление изменений в фанерозое эвтрофикации литосферы с данными о нефтенакоплении [4], интенсивности образования месторождений газа и углей [3, 5] показало сложность соотношений между этими процессами [2]. Поскольку нефтяные, и тем более газовые месторождения, вследствие межрезервуарной миграции нефти и газа по разрезу, часто находятся в отложениях не первичных нефтегазоматеринских, а иного возраста, были использованы сведения, приведенные В.С. Вышемирским и А.Э. Конторовичем [4, 5], именно по первоначальному распределению слагающих месторождения скоплений углеводородов. Имеющиеся сведения по месторождениям были также, как и для эвтрофикации, представлены в виде кумулятивных кривых [1, 2].

Выяснилось, что для нефтяных месторождений очень характерны резко выраженные максимумы интенсивности формирования в поздней юре, раннем мелу и в среднем – позднем девоне, совпадающие с фиксируемыми и для захоронения $S_{орг}$. Отмечается и отсутствие корреляции между этими явлениями, например, в позднем мелу, эоцене, средней юре. Для газовых месторождений и месторождений углей такие совпадения не характерны.

Для угленакопления и максимум в поздней перми, и высокие скорости в средней юре, среднем карбоне – ранней перми отмечаются в этапы незначительной интенсивности эвтрофикации стратисферы. Изменение скоростей накопления “начальных” разведанных запасов газа, как следует из сходства конфигурации соответствующих кумулятивных кривых, очень близко к выявленным для месторождений угля. Возможно, это подчеркивает парагенетическую связь между этими типами горючих ископаемых.

Проведенный анализ выявленных закономерностей позволил прийти к выводу, что неравномерность интенсивности накопления горючих полезных ископаемых, слагающих крупные месторождения, должна была определяться в основном не изменениями глобальных скоростей эвтрофикации стратисферы, а сочетанием благоприятных региональных палеогеографических и геодинамических обстановок, проявляющихся на фоне эволюционных изменений структуры самого живого вещества и биосферы. Это особенно отчетливо выражено в образовании месторождений угля и первичных скоплений органического вещества, явившихся материнскими для месторождений газа.

Литература

1. Верзилин Н.Н. Учение о биосфере (эволюция биосферы). СПб., 2004.
2. Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. Изменение интенсивности эвтрофикации стратисферы и накопления горючих ископаемых в фанерозое // ДАН. 2000. Т. 371. № 2.
3. Вышемирский В.С. Стратиграфическое размещение горючих ископаемых // Геология и геофизика. 1978. № 6.

4. Вышемирский В.С., Конторович А.Э. Циклический характер нефтенакопления в истории Земли // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5.

5. Вышемирский В.С., Конторович А.Э. Эволюция образования углеводородных газов в истории Земли // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 10.

6. Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественные исследования). М., 1993.

Л.Я. Кизильштейн⁴

Роль состава органического вещества в процессах гипергенного сульфидообразования

Органическое вещество (ОВ) в современных и ископаемых осадках является обязательным компонентом процесса бактериальной редукции сульфатов. Этот процесс играет исключительно важную геохимическую роль, поскольку генерируемый в результате восстановления серы сульфатов H_2S , взаимодействуя с ионами металлов, образует основную массу сульфидов в зоне гипергенеза. Кроме того, сероводород формирует восстановительную среду осадков и таким образом влияет на миграцию или осаждение химических элементов с переменной валентностью.

Сульфатвосстанавливающие бактерии (СВБ) являются анаэробными гетеротрофами, т. е. используют в процессах жизнедеятельности готовое ОВ. В восстановительной среде осадков окисление (усвоение) ОВ идет путем анаэробного распада, в котором конечным акцептором электронов является сера сульфатов (S^{6+}), восстанавливающаяся до S^{2-} . Сульфаты – весьма стабильные химические соединения, поэтому на их восстановление расходуется большая часть энергии, освободившейся при окислении ОВ. Вследствие этого бактерии используют в процессах жизнедеятельности лишь простые (легкоусваиваемые) органические соединения, расщепление которых идет с минимальными энергетическими затратами. В природных условиях подобные соединения образуются при разложении сапрофитными микробами отмерших организмов.

Изучая сульфиды в углях, автор обратил внимание на некоторые факты, позволяющие на *геологическом материале* иллюстрировать зависимость бактериальной сульфатредукции от состава природного ОВ и оценить расход ОВ при образовании гипергенного пирита. Используемые до настоящего времени методы оценки расхода ОВ при бактериальной редукции сульфатов состоят в следующем [1, 2].

1. Определяется разность между содержанием $C_{орг}$ в поверхностном и некотором глубинном горизонтах донных отложений. Принимается,

⁴ Ростовский государственный университет, Ростов-на-Дону; kizalex@rambler.ru

что полученная величина характеризует массу ОВ, израсходованную на редукцию сульфатов и образование H_2S . Сомнения в полученных таким путем оценках связаны с исходным предположением о не изменяющемся накоплении ОВ в период формирования выбранного интервала. Подобное предположение не всегда соответствует действительному ходу седиментационного процесса, отмечают авторы [1]. Добавим к этому, что расход ОВ может быть связан с деятельностью не только СВБ, но и других гетеротрофных организмов.

2. Метод, предложенный Н.М. Страховым и Э.С. Залманзон [2], основывается на расчете затрат ОВ на восстановление окисленных форм Mn, Fe и S в осадках. Способ, несомненно, более адекватен, однако он предполагает стехиометрические соотношения между расходом ОВ и степенью восстановленности упомянутых химических элементов. Это может не соответствовать действительному материальному балансу окислительно-восстановительных реакций [1].

Рассчитанный по обоим методам расход ОВ колеблется для разных седиментационных ситуаций от 10 до 50 % *начального содержания ОВ в осадках*. Предлагается подойти к решению задачи, опираясь на следующие наблюдения.

Сульфатредукция и состав ОВ. В органических микрокомпонентах углей автором была выявлена ассоциация *замещенных пиритом* микроорганизмов [3]. По морфологическим признакам они были предположительно идентифицированы как обитавшие в древних торфяниках бактерии, водоросли и грибы. Важным в связи с рассматриваемым вопросом является то, что указанные микроорганизмы *до пиритизации* находились в массе растительного ОВ торфа (генетического предшественника угля) и, следовательно, причины локализации пирита в телах микроорганизмов могли состоять только в особенностях их биохимического состава в качестве питательной среды СВБ. Действительно, в составе низших растений преобладают белки и жиры, распадающиеся на легкодоступные для СВБ органические соединения. Высшие растения, образующие основную массу торфа, состоят в основном из углеводов и фенолов (лигнина), причем последний обладает мощными антисептическими свойствами, защищающими растительные ткани от микробиального распада. Пиритизация микроорганизмов настолько тонко наследует детали их морфологии, что есть все основания говорить о псевдоморфном замещении. Приведенные факты служат бесспорным доказательством зависимости бактериальной сульфидообразования от состава ОВ.

Расход ОВ на бактериальную редукцию сульфатов. Определенная локализация пирита в пределах тел микроорганизмов позволяет предположить, что поступления ОВ в зону сульфатредукции извне не происходило. Из этого естественно сделать вывод, что на образование H_2S (и в дальнейшем пирита) было израсходовано лишь ОВ микроорганизмов, замещенных пиритом. При равенстве объемов псевдоморфозы и микроорганизма расход ОВ оценивается, исходя из соотношения их масс или

соотношения плотностей. Принимая плотность вещества микроорганизма приблизительно 1000 кг/м^3 (сырой вес) и плотность пирита 5000 кг/м^3 , получаем соотношение масс ОВ: $\text{FeS}_2 \approx 1 : 5$. В пересчете на органический углерод (при содержании $C_{\text{орг}}$ в сыром веществе приблизительно около 50 %) $C_{\text{орг}} : \text{FeS}_2 \approx 1 : 10$. Эти отношения характеризуют “расход” ОВ или $C_{\text{орг}}$ на “производство” массы пирита в объеме организма. Обратим внимание на высокую “минералогическую” продуктивность бактериальной редукции сульфатов: масса образовавшегося пирита в 5 раз больше массы израсходованного ОВ и в 10 раз – массы содержащегося в нем органического углерода. Объясняется это тем, что СВБ, окисляя ОВ в процессах метаболизма, генерируют H_2S (точнее – H^+), сера в составе которого поступает из окружающей среды. Равным образом из окружающей среды поступает Fe_2^{2+} в составе образующегося в дальнейшем пирита.

Таким образом, в восстановительной среде осадка (или торфа) с SO_4^{2-} и Fe^{2+} (или ионами других металлов) доступное для СВБ органическое вещество способно обеспечить сульфидообразование, многократно превышающее массу ОВ.

Литература

1. Глобальный биогеохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека. М.: Наука, 1983. 424 с.

2. Страхов Н.М., Залманзон Э.С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая. 1955. № 1. С. 34–51.

3. Кизильштейн Л.Я. Образование псевдоморфоз сульфидов железа по ископаемым микроорганизмам и растительным тканям / Труды IX Международной конференции по термобарогеохимии. Александров. ВНИИСИМС. 1999. С. 241–251.

М.С. Ковальчук, Л.А. Фигура⁵

Участие органического вещества в процессах биоминерализации золота в осадочных комплексах Украины

Проблема вклада вещества земной коры в биогенез и жизнеобеспечение организмов связана с представлением о том, что существует функциональная связь между живой клеткой и минеральным субстратом.

⁵ Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина; kms1964@ukr.net

Исследование золотоносности осадочных комплексов Украины дало возможность обнаружить широкое развитие биоминерализации золота как в древних, так и в современных континентальных (коры выветривания, зоны окисления, а также делювиально-пролювиальные и аллювиальные отложения, образованные за счет размыва кор выветривания и зон окисления) и морских (прибрежно-морские и морские) образованиях.

В породах архея и нижнего протерозоя доминирует биогенное золото, в фанерозойских образованиях – кластогенное.

Участие органического вещества в процессах биоминерализации золота проявляется в мобилизации, миграции и концентрации золота и его соединений (металлоорганических, метастабильных) на разных стадиях литогенеза, в катализации и регулировке процессов и параметров минераллообразования, а также в непосредственном участии микроорганизмов в эволюции минералов. Типичным примером индуцированной биоминерализации золота является минералогическая сторона жизнедеятельности тионовых и сульфатредуцирующих бактерий, широко проявляющаяся в элювиальных и морских фациальных условиях. При окислении сульфидов при помощи тионовых бактерий золото, присутствующее в них, выделяется в самородной форме или в виде металлоносного комплекса в гипергенном растворе. В процессе сульфатредукции бактерии обеспечивают генерирование сероводорода, трансформирующегося в дальнейшем в золотосодержащие сульфидные минералы. Так или иначе, процесс, индуцированный бактериями, завершается минерализацией. Кроме того, наблюдаются процессы отложения золота на фоссилизированном органическом веществе в виде тонких хрупких пленок или мелкозернистых выделений и на стенках раковин черепашек (как результат метаболизма). Пристального внимания (по своей масштабности и золотоносному потенциалу) заслуживает биоминерализация золота на пластинках глинистых силикатов (в основном каолинита). Поскольку структурная упорядоченность каолинита выше, а энтропия ниже, чем у монтмориллонита, то активность взаимодействия каолинита с биокосной системой значительно выше. Присутствие органического вещества и дислокаций кристаллической решетки – залог концентрации золота в каолините.

В осадках морского генезиса прослеживается прямая корреляционная связь между содержанием золота и количеством органического вещества. Зафиксирована сорбция золота на отмерших органических остатках и тонком минеральном веществе, пребывающем в плавучем состоянии.

Исследованиями предшественников и нашими установлено, что ряд микроорганизмов, сосредоточенных в придонном шаре воды и верхней части осадков, интенсивно аккумулируют тонкодисперсное золото как своей поверхностью, так и продуктами метаболизма. Во время фоссилизации органического вещества хлориды золота восстанавливаются до коллоидных частичек, поддающихся в дальнейшем совокупной минерализации.

Микробы и бактерии часто имеют простую морфологию – шарики, капельки, нитки, гантели, веретена и т. п. Золоту, образовавшемуся при

участи органического вещества, свойственны похожие морфологические качества. Это, как правило, чешуйки, шаро-, капле-, гантеле-, комко- и амебообразные, очень высокопробные ($Au > 95,0\%$) образования, характеризующиеся определенной внутренней морфологией (в частности, повторяют скелет организмов, по которым золото образует псевдоморфозы.)

Таким образом, принимая во внимание широкое развитие биоминерализации золота в осадочных толщах Украины, можно предположить, что в ближайшее время золото может пополнить класс биоминералов, которых к этому времени известно около 40.

А.И. Конюхов⁶

Тектоно-седиментационные комплексы палеозоя и их нефтегазоносность в бортовых зонах Прикаспийской впадины и на уральской окраине Русской плиты

Разрез подсолевого палеозоя восточного борта Прикаспийской впадины сложен породами четырех тектоно-седиментационных комплексов, каждый из которых включает осадки, накапливавшиеся в фазы высокой и низкой тектонической активности. В основании осадочного чехла залегают карбонатно-терригенные отложения ордовикско-силурийского возраста и карбонатная толща нижнего девона, соответствующие первому циклу тектонических движений, которые привели к погружению юго-восточной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона.

В составе вышележащего комплекса нашли отражение наиболее драматичные события, происшедшие в этой части Прикаспийской впадины в палеозое. Речь идет о коллизии окраины кратона с вулканической дугой и Северо-Устюртским континентальным блоком, которая сопровождалась орогенцией в зоне столкновения, погружением крупных блоков земной коры в восточной половине Прикаспийской впадины и поступлением сюда огромного количества обломочного материала. Последним сложена мощная линза пролювиально-дельтовых, прибрежно-морских и подводно-склоновых отложений, образующих граувакковую и субграувакковую формации нижнего карбона (турнейский и визейский ярусы) мощностью до 3000 м. Погружения, продолжавшиеся и после прекращения выноса из коллизионной зоны терригенной кластики, благоприятствовали развитию карбонатных построек, биогерм и биостромов, в

⁶ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; konyuhov@geol.msu.ru

краевой части палеошельфа, а также в прибрежной его зоне. Эрозия кровли этих сооружений в эпохи падения уровня морских вод привела к аккумуляции шлейфа биокластовых песков предрифтовой фации. Эти отложения, лежащие в основании карбонатной платформы, отвечают пассивной фазе второго цикла тектонических движений.

Третий комплекс, отвечающий второй половине московского века (подольское и мячковское время) и позднекаменноугольной эпохе, был связан с тектонической активизацией, происшедшей на границе впадины с Северо-Устьюртским блоком в подольское время. Поступавшим отсюда терригенным, главным образом глинистым материалом образована так называемая межкарбонатная толща (МКТ), играющая роль регионального флюидоупора. Перекрывающие ее известняки и доломиты образуют мелководно-морскую карбонатную формацию, сложенную прибрежными, лагунными и приливно-отливными осадками. В западном направлении они замещаются отложениями сложного глинисто-карбонатно-кремнистого состава, обогащенными ОВ и битумоидами, которые, вероятно, накапливались в пределах палеосклона и прилегающего подножия. Эти осадки, характеризующиеся высокой гамма-активностью, рассматриваются в качестве нефтегазоматеринских. В них, а также в карбонатных породах мелководно-морского генезиса были открыты месторождения УВ.

Верхний тектоно-седиментационный комплекс палеозоя отвечает периоду закрытия Уральского палеоокеана и формирования горноскладчатого пояса Урала и Мугоджар. Эти события, охватывающие раннепермскую эпоху, сопровождались заложением Остансукского передового прогиба, заполнением его и прилегающих районов восточного борта терригенными песчано-глинистыми осадками дельтового и прибрежно-морского генезиса. Пассивная фаза цикла завершилась аккумуляцией солей (кунгурский век), которые покрывают всю Прикаспийскую впадину и играют роль регионального флюидоупора. В настоящее время скопления УВ обнаружены в отложениях трех из четырех упомянутых выше тектоно-седиментационных комплексов. Наиболее крупные заключены в карбонатных породах рифовой и мелководно-морской формаций, более мелкие – в песчаниках и алевролитах субграувакковой и подводно-дельтовой формаций. Доказана нефтеносность и так называемых бассейновых отложений глинисто-карбонатно-кремнистого состава.

Строение подсолевого комплекса палеозоя в пределах северного борта Прикаспийской впадины существенно иное. На протяжении палеозойского этапа этот регион развивался под влиянием процессов, протекавших в центре Восточно-Европейского кратона и на его окраине в Уральском палеоокеане. Нижний тектоно-седиментационный комплекс здесь включает эмскую терригенную и эйфельскую карбонатную толщу, сложенную биогермами и биостромами. Формирование следующего комплекса вызвано тектонической перестройкой живетско-раннефранского времени, приведшей к аккумуляции песчаных и глинистых осадков на

обширной территории, от Башкирского до Пугачевского сводов. Вслед за этим последовал этап развития рифовых построек, охватывающий поздний фран, фамен, а также турнейский век. Породы этого тектоно-седиментационного комплекса распространены не только в северной бортовой зоне Прикаспия, но и в большинстве палеозойских разрезов восточной окраины Русской плиты.

Вышележащий тектоно-седиментационный комплекс, который отчетливо выделяется в разрезах восточных и северных районов Волго-Уральского бассейна, образован терригенными породами визейского яруса и карбонатами верхнего карбона и нижней перми. В пределах северного борта Прикаспия он выражен слабо. Тектоническая активизация произошла здесь и в прилегающих районах Волго-Урала на рубеже среднего и позднего карбона. Верейский горизонт, сложенный терригенными породами, вместе с известняками и доломитами верхнего карбона и нижней перми образуют здесь верхний тектоно-седиментационный комплекс.

Сравнение состава палеозойских отложений в разрезах Уральской окраины Русской плиты и бортовых зон Прикаспийской впадины свидетельствует о близком стиле их развития при иной последовательности тектонических и седиментационных событий. Если в Волго-Уральском регионе и на северном борту впадины самые крупные тектонические подвижки произошли на рубеже среднего и позднего девона (живет – ранний фран), то в восточных районах Прикаспия главная тектоническая фаза приходится на конец девона и ранний карбон. Отсюда подвижки постепенно распространились на более северные районы уральской окраины Русской плиты, где они привели к замещению карбонатных осадков терригенными в ранневизейское время. В московский век волна тектонических движений двигалась в обратном направлении: на севере они проявились в верейское время, на юге, в восточном Прикаспии – в подольское. Ростом биогермных построек тут и там были отмечены разные геологические эпохи: франкий, фаменский и турнейский века в Волго-Уральском регионе, эйфельский – в северной бортовой зоне, конец раннего и средний карбон – в восточной.

Очевидно, что в тектоно-седиментационных комплексах находят отражение региональные тектонические события. Они накладываются на глобальные седиментационные циклы, в которых записаны колебания уровня Мирового океана, фиксирующиеся на континентах трансгрессиями и регрессиями морских вод. Сопоставление тех и других свидетельствует о том, что замещение карбонатных отложений терригенными на древних пассивных окраинах материков было обусловлено не столько климатическими изменениями или эвстатическими колебаниями уровня моря, сколько тектоническими подвижками, вызывавшими обновление рельефа, горообразование и вынос продуктов эрозии. Подтверждением этого может служить одна из крупных регрессий палеозоя, достигшая апогея в конце башкирского века. Ее результатом было раз-

рушение биогермных сооружений и глубокий размыв ранее накопленных отложений. Однако лишь в немногих районах она привела к смене карбонатных отложений терригенными. В Прикаспии эта смена произошла позднее: на северном борту – в верейское, а в пределах восточного борта – в подольское время. И тут и там тектоническая активизация происходила на фоне нарастающей трансгрессии морских вод.

Смена эпох активных тектонических движений фазами относительного тектонического покоя нашла отражение в разнообразии палеозойских осадков, аккумуляровавшихся на уральской окраине и в бортовых зонах Прикаспия, смене в разрезе пород-коллекторов породами с экраняющими свойствами, что благоприятствовало формированию залежей УВ в отложениях широкого стратиграфического диапазона.

Переход от аридного или семиаридного климата к гумидному на пассивных окраинах континентов не всегда фиксируется резкими изменениями в картине седиментации. Они обычно проявляются в прибрежной зоне, где карбонатные осадки вытесняются глинистыми или песчано-глинистыми. Однако на большей части открытого шельфа может продолжаться аккумуляция карбонатного материала, который на континентальном склоне и его подножии нередко замещается глинисто-карбонатно-кремнистыми осадками, обогащенными ОВ.

В.И. Копорулин⁷

О перспективах угленосности и нефтегазоносности осадочного чехла морей Баренцева, Карского и Лаптевых

Моря Баренцево, Карское и Лаптевых включают значительную часть Российской Арктики. По их южному обрамлению на севере Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Сибирской платформ существует ряд месторождения нефти, газа и каменного угля. Месторождения угля или углепроявления установлены на многих островах. Высоки перспективы нефтегазоносности осадочного чехла этих морей. Хотя прямые указания на его угленосность крайне ограничены, возможна ее оценка по косвенным признакам.

Возраст угленосных отложений материковой и островной суши в этом регионе варьирует в широком диапазоне. Углепроявления установлены уже в среднем девоне на севере Восточно-Европейской платформы. Верхнедевонские осадки с липтобиолитовыми углями известны в ней на п-ове Канин и побережье Чешской губы. Углепроявления существуют в девоне на о-ве Медвежий. О возможной угленосности девона

⁷ Геологический институт РАН, Москва; gin@ginras.ru

на о-вах Земля Франца-Иосифа свидетельствует галька таких углей в современных осадках. Раннекаменноугольные угленосные комплексы развиты на о-вах Шпицберген, Медвежий, Земля Франца-Иосифа, в северной части Восточно-Европейской платформы. Пермские, преимущественно позднепермские, угленосные отложения составляют Печорский и Таймырский бассейны; присутствуют в Печорской синеклизе, на о-вах Новая Земля, Колгуев. В триасе угленакопление происходило на о-вах Шпицберген, Колгуев, Земля Франца-Иосифа, на севере Восточно-Европейской платформы, на востоке Таймыра, в Западной Сибири. В юре угленосные комплексы формировались на севере Восточно-Европейской платформы, западе Полярного Урала, в Западной Сибири. Отложения мела известны на о-вах Шпицберген и Колгуев, на севере Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, Центральном Таймыре, на о-вах морей Карского и Лаптевых. В кайнозое угленакопление происходило на о. Шпицберген на севере Западной Сибири, на о-вах Земля Франца-Иосифа, о-вах Комсомолец и Октябрьской революции (архипелаг Северная Земля), Новосибирских островах, северо-западе Верхоянской складчатой области.

При оценке перспектив угленосности осадочного чехла Баренцева и Карского морей выделены области вероятной и возможной угленосности [6]. К первым отнесены участки морей, примыкающие к суше, где развиты угленосные отложения. Крупной областью такого рода является Карское море, южнее которого расположена суша с масштабным угленакоплением перми, мезозоя и отчасти кайнозоя, а в центре – гряда островов с меловым угленакоплением. В Баренцевом море зонами вероятного угленакопления являются его южная и юго-восточные части, примыкающие к Восточно-Европейской платформе, Печорскому бассейну и юго-западной части о. Новая Земля. В первом регионе угленосные отложения или углепроявления известны в среднем и верхнем девоне, нижнем карбоне и верхней перми, в двух других – угленосными являются пермские отложения. На о. Колгуев угленосны верхнетриасовые, верхнепермские и нижнемеловые отложения. В обоих морях зонами вероятной угленосности являются акватории, окружающие о-ва Медвежий, Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, где известны разновозрастные угленосные отложения. К области возможной угленосности, по данным палеогеографических реконструкций, отнесена значительная часть Баренцева моря, удаленная от угленосной суши. По заключению В.А. Камалетдинова [5], областью, несомненно, значительной угленосности осадочного чехла является море Лаптевых, по периферии и на островах которого установлены угленосные комплексы перми, триаса, мела, кайнозоя.

Территория современного Ледовитого океана на протяжении значительной части фанерозоя представляла собой эпиконтинентальный и довольно мелководный бассейн, располагавшийся на коре континентального типа и окруженный материковой или островной сушей. Во второй

половине палеозоя в нем накапливались терригенные и карбонатные осадки со значительной ролью черносланцевых образований [4]. В мезозое и кайнозое господствовала терригенная седиментация. Палеогеографические реконструкции [1] указывают на существование на территории Баренцева и Карского морей как возвышенностей, так и внутриконтинентальных или прибрежных аллювиально-озерных равнин, благоприятных для торфонакопления при определенных тектонических и климатических условиях. Многократные трансгрессии и регрессии сильно изменяли соотношение площадей, занятых морем и сушей. Аналогичные условия существовали, по-видимому, также и на территории моря Лаптевых. Важную роль в накоплении осадков играл терригенный материал, поступавший с Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Сибирской платформ.

Органическое вещество пластов угля служит важным источником природных газов. При преобразования буроугольного угля в каменный каждая его тонна выделяет до 200 м³ газа [2]. Большая часть его покидает угольный пласт, концентрируясь в виде месторождений или рассеиваясь в атмосфере, незначительная часть (до 10 м³) сохраняется в пласте. Важным источником газа является рассеянное органическое вещество осадочных толщ, содержание которого в породах в целом обычно на порядок выше, чем в пластах угля. В последнее время обсуждается проблема генерации жидких углеводородов органическим веществом углей. Их источником служат липоидные компоненты, содержание которых в углях колеблется от долей процента до 10–15 %. По приблизительным оценкам 1 трлн т угля при содержании в нем 1 % липоидных компонентов может генерировать до 10 млрд т нефти [3].

Таким образом, существуют объективные данные, допускающие возможность или даже вероятность присутствия угленосных отложений в осадочном чехле морей Баренцева, Карского и Лаптевых. Заключенные в них пласты каменного угля, как и рассеянные органические остатки, могли служить важным источником скоплений газообразных и в какой-то степени жидких углеводородов.

В основу настоящего сообщения легли материалы работ по программе “Геология и полезные ископаемые шельфов Российской Федерации”.

Литература

1. Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. 2. Лландино. Изд-во Робертсон групп, 1991. 115 с.
2. Голицин М.В., Голицин А.М., Андросов Б.А. и др. Угли Западной Сибири // Изв. высш. учебн. зав. Геол. и разв. 1992. № 2. С. 75–84.
3. Голицин М.В., Голицин А.М. Угленосность Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Разв. и охр. недр. 1995. № 9. С. 9–13.
4. Жарков М.А., Чумаков В.Н. Палеогеография и обстановки седиментации во время пермо-триасовых биосферных перестроек // Стратигр. Геол. коррел. 2001. Т. 9. № 4. С. 29–54.

5. Камалетдинов В.А. Угленосные отложения шельфа моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря и прилегающей части суши / Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 245–255.

6. Копорулин В.И. Угленосные отложения шельфа Баренцева и Карского морей и прилегающих участков суши / Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 226–245.

Г.А. Кринари, В.П. Морозов, Э.А. Королёв, А.Н. Кольчугин⁸

Биокосный эпигенез: факторы и механизмы

Изучение всей совокупности постседиментационных изменений осадочных пород, объединяемых под общим термином “эпигенез”, является одним из ведущих направлений современной литологии. Принято выделять в них “фоновые” процессы, реализующиеся по близким механизмам в разных регионах, и наложенные явления, связанные со спецификой конкретных геологических объектов [1]. Первые задаются, в основном, меняющимися Р, Т, Х параметрами среды, что позволяет с единых позиций вести стадильный анализ осадочных толщ, выделяя различные уровни катагенеза на основе общих литолого-минералогических критериев [2]. Вторые способны нарушать выявленные закономерности в очень широких пределах, не столько создавая некие новые характеристики пород, сколько меняя диапазон глубин, на которых они проявляются. Наиболее масштабно это реализуется на объектах, где в “нормальный” ход геологических процессов вмешиваются биокосные явления. Под ними понимается вся совокупность результатов взаимодействия живых организмов и метаболитов с минеральным веществом, что чаще всего происходит в осадках и нефтеносных толщах.

Специфика некоторых явлений катагенеза задается биотой уже при литогенезе. Смена знака редокс-потенциала в еще неконсолидированном осадке запускает механизм перехода смектита в иллит и без повышения температуры [3]. Смешанослойные фазы иллит-смектит, по той же причине, не всегда являются промежуточными продуктами данной реакции, а формирование трехмерно упорядоченной слюды связано не столько с консолидацией 2:1 слоев, сколько с их перекристаллизацией. Главным источником энергии для нее становится не повышение температуры, а стремление системы реализовать свой избыточный потенциал, вызванный резким сокращением удельной поверхности смектита в ходе его слюдизации. Механизм перекристаллизации включает в себя образова-

⁸ Казанский гос. университет, геологический факультет, кафедра минералогии, Казань; krinari@kzn.ru

ние промежуточных слюдяных структур, содержащих, при наличии нерегулярных дефектов, последовательности слоев из разных политипов, что приводит к появлению эффекта смешанослойности для трехмерной дифракции. Но формирование “фундаментальных частиц” слюды, отвечающей лишенному нерегулярных дефектов, вполне упорядоченному политипу 1М, возможно только в ходе повышения температуры, с которой этот процесс будет непосредственно связан при любых ситуациях. В опресненных водоемах смешанослойные иллит-сметиты и неупорядоченные вторичные слюды сравнительно быстро трансформируются, образуя на территории Русской платформы промышленные месторождения бентонитов, в то время как “фундаментальные частицы” могут сохраняться неопределенно долго. Поскольку изменения величины и знака редокс-потенциала могут происходить в любые периоды геологической истории осадочных пород и по разным причинам, что приводит к трудно интерпретируемым вариациям состава смешанослойных фаз, более надежную информацию для стадийного анализа, возможно, несет особенность реальной структуры вторичных слюд, однако пока ее получение связано с трудностями регистрации трехмерной рентгеновской дифракции от глинистых минералов.

Наиболее интенсивно биокосные процессы протекают в осадочных породах, которые содержат воду и углеводороды в соизмеримых количествах, – особенно в зонах ВНК [4]. При биокосных взаимодействиях с микрофлорой реакционных зон ряд устойчивости минералов к разложению резко отличается от гипергенного [5], начинаясь с Fe-содержащих силикатов и мусковита, а заканчиваясь каолинитом и фазами $Al(OH)_3$. Кальцит становится устойчивее доломита, а сидерит практически нерастворим. Полное отсутствие в карбонатном коллекторе всех аллотигенных силикатов и кварца служит критерием для выявления сформированной полностью залежи нефти. Глинозем, кремнезем и щелочные металлы, появляющиеся в системе при биокосном разложении силикатов, запускают синтез специфичных минералов, несвойственных абиогенным процессам низких температур. Происходит трансформация всей глинистой компоненты в диоктаэдрические смешанослойные фазы, а в карбонатах как малая примесь образуются минералы $Al^{3+}(VI)$: основные карбонаты, сульфаты и фазы $Al(OH)_3$. Изучение их парагенезов позволяет проводить стадийный анализ нефтеносных толщ.

Сразу за приходом в пласт водо-нефтяного флюида происходит насыщение системы биогенной углекислотой, которая становится важным фактором эпигенеза [6]. Последующие процессы могут быть оценены по диаграмме системы “доломит – кальцит – $(CO_3)^{2-}$ – соленость” для карбонатных пород [7]. Концентрация в растворе CO_2 поддерживается газовой шапкой. В толще продуктивного карбона Татарстана их сейчас нет, но за время существования, при кислых pH, заметная доля пелитоморфного кальцита в цементе органических известняков растворялась. Затем, в зависимости от типа покрывки, реализовался один из трех сценариев:

1) Рост давления в газовой шапке периодически прорывает покрывку над самой крупной в пределах площади нефтеносной структурой, где объем реакционной зоны максимален, еще до полного разделения флюида на нефть и воду. Систему покидает часть растворенного Ca^{2+} , сохраняя в коллекторе достаточно высокую вторичную пористость. Поэтому на Дёмкинской площади продуктивна только основная структура, малые поднятия не имеют промышленных залежей. Быстрый выход CO_2 , смеща систему, ведет к выпадению дисперсного доломита.

2) Если недалеко друг от друга расположено несколько близких по размерам структур, то для них разгерметизация системы происходит менее резко, и в сохраняющихся порах успевают сформироваться идиоморфные кристаллы вторичного доломита (Онбийская площадь). При многократной разгерметизации органогенные известняки под самой покрывкой замещаются такими кристаллами нацело, тогда образуется коллектор с аномально высокой пористостью. В обоих сценариях нарушается установившееся гидростатическое равновесие под областью прорыва, и происходит смещение зоны ВНК вверх по отношению к региональному уровню.

3) При перманентной разгерметизации сформированной залежи [8] и наличии разрывных нарушений начинается фильтрация высокоминерализованных вод по продуктивному пласту. В нем появляется серия обводненных зон, чередующихся с зонами, частично сохранившими нефть, а в породе фиксируется примесь галоидов. Процесс идет с плавным увеличением рН, и карбонаты или сульфаты $\text{Al}^{3+}(\text{VI})$, устойчивые в диапазоне $7,8 > \text{pH} > 6,2$, замещаются фазами $\text{Al}(\text{OH})_3$, сохраняясь только в тех порах, которые оказались заблокированными оставшейся нефтью. Возникает самосогласованная система, в которой, реализуясь взаимно зависимо и совместно, процессы смещения ВНК, повышения рН и увеличения солёности пластовых вод сохраняют ее состояние вблизи границы раздела доломит – кальцит. В известняке появляется малая, но всегда постоянная примесь доломита, фиксируемого только рентгенографически.

Состав смешанослойных смектит-иллит-вермикулитов, образованных в покрывке за счет биокосных процессов в залежи, позволяет оценить их потенциальную продуктивность. В потоке вещества над крупной залежью Al^{3+} преобладает над K^+ , а низкие рН приводят к растворению хлорита до его перехода в тосудит. Как следствие, вермикулитовая компонента смешанослойных фаз становится в их структуре доминирующей по отношению к иллитовой.

Литература

1. Янаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
2. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.

3. *Кринари Г.А., Храмченков М.Г.* Иллитизация смектита как биокосный процесс // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 5. С. 664–669.

4. *Сахибгареев Р.С.* Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989. 260 с.

5. *Кринари Г.А., Шинкарёв А.А., Гиниятуллин К.Г.* Абиогенная и биогенная деградация минералов: различия, механизмы и практические приложения // ЗРМО. 2005. № 1. С. 18–32.

6. *Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах на примере Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1983. 152 с.

7. *Нечипоренко Г.О., Бондаренко Г.П.* Условия образования морских карбонатов. М.: Наука, 1988. 133 с.

8. *Карньюшина Е.Е.* Осадочные формации в зоне катагенеза нефтегазоносных бассейнов. М.: АО "Институт Гидропроект", 2000. 96 с.

Г.Н. Леоненко⁹

Энергетические условия и процессы осадконакопления и породообразования, связь с нефтегазоносностью осадочных бассейнов

Исследование динамических условий и процессов седиментации терригенных осадков и их изменений в литогенезе тесно связано с решением проблем нефтегазоносности осадочных бассейнов (ОБ). Индикаторами динамических процессов являются строение, неоднородность и формирование фундамента, образование литофациальных комплексов и вод ОБ и связанные с ними последовательность, интенсивность изменений и взаимосвязь эволюционно-динамических факторов (скорости осадконакопления, динамики переноса и седиментации отложений, температур, давлений, режима флюидов). Эти факторы могут быть выражены в численных значениях и отражают энергетический потенциал ОБ при осадконакоплении и породообразовании [1].

В эволюции осадконакопления большинства ОБ выделяется не менее четырех этапов седиментации групп литофациальных комплексов, различающихся энергетической активностью. Формирование на начальных этапах отложений с высокой скоростью осадконакопления (СО) предопределяет преимущественную газоносность, на средних – нефтеносность. Изменение режима на двух последних этапах обуславливает снижение перспектив нефтегазоносности. Закономерное понижение СО к концу развития ОБ обеспечивает при низкой динамике седиментации (ДС) их автономность и сохранение залежей от разрушения на поверхности Земли. Переменная ДС, накопление нефтегазопроизводящих ком-

⁹ Российский государственный геологоразведочный университет, Москва

плексов по соседству с коллекторскими горизонтами способствуют образованию наиболее значительных скоплений нефти и газа. Благоприятными первичными динамическими условиями формирования крупных залежей нефти является полное развитие всех фаз седиментации, нарастание СО и переменная ДС, а для образования газовых и газоконденсатных скоплений – снижение СО и ДС.

Связь энергетических условий формирования залежей и коллекторских свойств зон нефтегазонакопления (открытой пористости литофациальных комплексов) изучена на примере Западно-Сибирского бассейна. Она оказалась статистически высокозначимой на всех этапах кроме раннего, для которого характерна наибольшая контрастность изменений и возрастание энергетической активности в 2–3 раза. Это, очевидно, является свидетельством поступления и перераспределения немалой энергии из нижних горизонтов бассейна и его фундамента, которые характеризуются близкими величинами пластового и литостатического давлений, и в них всегда существуют возможности для гидроразрыва пород.

Погружение, прогрев пород и изменение режима сопутствующих им флюидов вызывают широкое развитие разномасштабных, одновременно протекающих, иногда пространственно разобшенных нелинейных процессов: деформации пород, миграции флюидов, возрождения вод, нефтегазогенерации, различных преобразований минеральных ассоциаций в катагенезе, тепломассопереноса, а также термодинамических явлений, протекающих как на всем протяжении литогенеза, так и в реальном времени. Следствием действия этих процессов является формирование вторичных литологической и флюидодинамической неоднородностей: глубинных зон фонового литогенеза, наложенного литогенеза, связанного с преобразованиями минеральных ассоциаций в периоды инверсий ОБ [3], участков метасоматических замещений и изменений пород под действием глубинных тепловых флюидных потоков, дренируемых зонами разломов и системами трещин.

Минеральные ассоциации вторичных преобразований типичны для низкотемпературных сред, во многом определяются составом пород и вод. С повышением температур в терригенных породах появляются зоны со смешаннослойными минералами, кварцем, хлоритом, каолинитом, альбитом, кальцитом, которые сменяются диоктаэдрическими гидрослюдами, крупнозернистым каолинитом, агрегатами кварца, полевого шпата, серицита. Количество новообразований на порядок выше, чем в аналогичных по составу толщах, испытавших поднятие и складчатость и находящихся в начале стадии зеленосланцевого метаморфизма.

Комплексный анализ величин свойств коллекторов, типов распределения минералов и флюидов, темпов возрастания или снижения пластовых давлений и температур с учетом скоростей фильтрации флюидов (интрагенетический – открытый, автогенетический – закрытый режимы) позволил выделить зоны разуплотнения, относительного повышения значений свойств коллекторов, и уплотнения – их понижения, которые

объединяются в 3–4 глубинные зоны неодинаковой толщины [2]. Коллекторы (литофлюидодинамические системы) в зонах различаются скоростью движения флюидов и протекающих в них процессов. В автогенетических (закрытых) литофациальных комплексах скорости фильтрации зачастую ниже величин, граничных для коллекторских толщ, в интрагенетических (открытых) они значительно выше. Поэтому разновозрастные толщи в автогенетических комплексах по времени одноплановых изменений монтмориллонита, дебитуминированного органического вещества, битумов, нефтегазогенерации и образования вторичной неоднородности являются более молодыми, по сравнению с интрагенетическими, на миллионы лет.

Зоны разуплотнения обладают пластовыми давлениями от аномально-высоких до аномально-низких. Они простираются вдоль флюидных, литологических контактов, наклонных трещинных систем, на участках сочленения фаций из-за разного их уплотнения, осложняются ячеями растворения и перекристаллизации и ограничиваются участками повышенной суммарной аутигенной минерализации. Наиболее молодые из зон характеризуются высокой трещиноватостью, значительным количеством миграционных битумов, иногда присутствием кальцита в трещинах. Величина их снижается с глубиной. Многочисленная группа зон возникла в условиях превышения объемов образования флюидов (генерации углеводородов и дегидратации глин) по отношению к их оттоку; другая обусловлена затруднением флюидообмена при уплотнении пород; третья связана с перемещением высоконапорных флюидов.

Все группы зон разуплотнения являются производными единого механизма циркуляции флюидных систем в ОБ. При погружении первая группа зон сменяется второй, связанной с затруднением флюидообмена. Затем, когда пластовые давления в толщах начинают превышать пределы прочности пород, происходит их взламывание, перемещение флюидов вверх по наклонным и вертикальным системам трещин и разломам с образованием зон разуплотнения третьей группы, возникающих в результате перемещения вверх высоконапорных флюидов. Процесс может сопровождаться формированием инъекционных флюидодинамических структур, грязевулканическими явлениями, диапиризмом.

Колебательный характер снижения энергетического потенциала в эволюции седиментогенеза к окончанию развития бассейнов (к поверхности Земли) и понижение и локализация флюидодинамической активности в литогенезе при погружении (к подошве бассейнов) отражается в литологической неоднородности толщ, фиксирует их автономность, ограниченную сообщаемость с толщами фундамента и атмосферой. Сочетание зон разуплотнения и глубинных зон характеризует круговорот флюидов, формирование и снижение величины залежей углеводородов, вплоть до исчезновения возможностей образования промышленных скоплений в фундаментах бассейнов при давлениях, приближающихся к литостатическим.

1. Гайворонский И.Н., Леоненко Г.Н., Замахеев В.С. Коллекторы нефти и газа Западной Сибири. М.: Геоинформмарк, 2002. 357 с.
2. Леоненко Г.Н., Соколов Б.С. Зоны коллекторов нефти и газа... М.: Геоинформмарк, 1993. 60 с.
3. Тимофеев П.П., Янаскурт О.В. Проблемы учения об осадочных образованиях / Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 1. М.: ГЕОС, 2000. С. 4–12.

И.С. Ломоносов, Н.Н. Брюханова, Ю.П. Трошин¹⁰

Роль органического вещества в осадочном процессе при формировании селенодефицитной провинции природных вод Байкальской рифтовой зоны

Байкальская рифтовая зона (БРЗ) относится к селенодефицитной провинции России. Здесь широко распространены ультрапресные и пресные воды с $pH=6,5-8,5$, $Eh=+(500\div 300) мВ$, содержание $0,00n-0,0n$ $мкг/дм^3$ селена в форме $HSeO_3^-$, SeO_4^{2-} , SeO_3^{2-} , HSe^- и др. Содержание селена в воде оз. Байкал [1] – $<0,01$ $мкг/дм^3$, при ПДК 10 $мкг/дм^3$ [2]. Основными причинами селенодефицита в природных водах региона являются не только кларковые содержания селена в магматических и метаморфических породах региона, но и процессы сорбции селена органическим веществом в процессе седиментации на геохимических барьерах в донных отложениях рек и озер БРЗ.

Несмотря на единую природу образования рифтогенных впадин БРЗ, осадочные отложения в каждой из них формировались по разному типу: в одних скорость прогибания была выше скорости заполнения осадочным материалом (Байкальская), а в других – наоборот (Баргузинская, Тункинская, Чарская). В результате первые оказались заполненными водой (оз. Байкал) и аквагенная составляющая их осадков играет значительную роль, а геохимия многих элементов определяется законами их осаждения из воды (часто при активном участии органического вещества), а вторые либо заполнялись аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями т. е. развивались как речные долины (Тункинская, Баргузинская), либо в значительной мере выполнены пролювиальными и ледниковыми отложениями с ограниченным распространением алевритовых и глинистых разновидностей и преобладанием валунно-галечно-песчаных отложений (Чарская).

¹⁰ Институт геохимии СО РАН, Иркутск; nnb@lenta.ru

Органическое и глинистое вещество в осадочных отложениях являются наиболее распространенными концентраторами летучих, к которым и относятся селен и рудные элементы. Помимо этого селен также относится к элементам, входящим в состав селеноорганических соединений живых организмов. В глинистой (неорганической) составляющей селен чаще всего изоморфно замещает серу в сульфидах. Поэтому целью данного исследования было установление связи между Se и органическим веществом.

Объектами исследования были образцы из керна скважины BDP-96-2 (гл. 100 м), пробуренной в донных отложениях Байкала по проекту "Байкал-бурение", скважины С-1 (гл. 1100 м), пробуренной в Тункинской долине около поселка Жемчуг, скважины № 126 (гл. 1200 м), пробуренной в Чарской впадине, донные отложения золотоносных притоков оз. Байкал (район Больших Котов) и донные отложения притоков р. Баргузин.

Содержание $C_{орг}$ определялось химическим методом [3], селена – флуориметрическим методом с 2,3-диаминонафталином [4].

По каждому исследуемому объекту данные о содержании селена (мг/т) были сгруппированы в зависимости от содержания $C_{орг}$ (таблица и рисунок).

Таблица

Средние содержания Se (мг/т) в зависимости от содержания $C_{орг}$ (%) в осадочных отложениях БРЗ

Исследуемый объект	Интервал варьирования $C_{орг}$ (%) от-до	Содержание $C_{орг}$ (%)	Содержание Se (мг/т)	Количество проб	Коэффициент корреляции
BDP-96-2 оз. Байкал	<0,5	0,42	358	4	0,73
	0,5–1,0	0,76	636	8	
	1,0–1,5	1,22	812	11	
	>1,5	1,78	991	3	
С-1 Тунка	<0,5	0,37	77	1	0,79
	0,5–1,0	0,72	84	4	
	1,0–5,0	2,58	180	16	
	10–20	14,85	473	2	
№ 126 Чара	<0,5	0,34	51	20	0,67
	0,5–1,0	0,68	60	11	
	1,0–2,0	1,4	70	4	
	2,0–6,0	4,28	163	4	
Золотоносные притоки оз. Байкал	<0,5	0,31	81	10	0,93
	0,5–1,0	0,76	106	6	
	1,0–3,0	2,10	168	3	
	>3,0	12,52	194	3	
Притоки р. Баргузин	<1,0	0,79	44	4	0,64
	1,0–2,0	1,63	79	3	
	2,0–3,0	2,60	159	2	
	3,0–4,0	3,47	209	14	

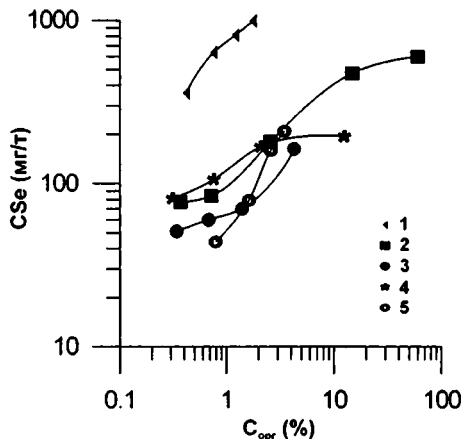


Рис. Зависимость содержаний Se (мг/т) от $C_{орг}$ (%) в донных отложениях рек и озер Байкальской, Тункинской и Чарской впадин БРЗ

1 – скв. BDP-96-2; 2 – скв. С-1 (Тунка); 3 – скв. № 126 (Чара); 4 – золотоносные илы оз. Байкал; 5 – притоки р. Баргузин

Как следует из представленных данных, можно с уверенностью говорить о связи органического углерода с селеном, что подтверждается и относительно высокими коэффициентами корреляции $C_{орг}$ с Se.

Se характеризуется высоким ионным потенциалом, высокой электроотрицательностью, он образует ионные комплексы с кислородом, которые осаждаются на сорбционном и/или восстановительном (в нашем случае углеродистом) барьере, образуют элементоорганические соединения. Органическое вещество осадочных отложений обычно связано с тонкодисперсной фракцией: пелитовым илом (глиной или аргиллитом) и остатками диатомовых водорослей. Органическое вещество представляет собой гетерогенную смесь сотен или тысяч соединений, оно является хорошим сорбентом и, разлагаясь, создает кислую среду. Механизмы осаждения и сорбции элементов в природе довольно сложны, зависят от ничтожных изменений параметров среды и недостаточно изучены. Тем не менее, наблюдаемые в осадочных отложениях зависимость содержаний селена от органического углерода и относительная прочность корреляционной связи $C_{орг}$ с Se соответствуют физико-химическим данным, что проливает свет на природу таких связей.

Литература

1. Энов В.Н., Сутурин А.Н., Ложкин В.И. и др. Микроэлементный анализ байкальской питьевой воды / Заводская лаборатория и диагностика материалов. 2001. Т. 67. № 8. С. 3–5.

2. О проекте российского стандарта “Качество воды. Вода питьевая. Контроль качества” / Стандарты и качество. 1995. № 11. С. 20–26.

3. Экстракционно-флуориметрическое определение селена с 2,3-диаминонафталином / Инструкция № 160 – Х. М., 1978. 8 с.

4. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 475 с.

С.А. Медведева, Г.Л. Кириллова, Е.П. Развозжаева¹¹

О плотностных и битуминологических свойствах позднемезозойских пород в связи с возможной нефтегазосностью Среднеамурского осадочного бассейна

Позднемезозойский терригенный комплекс Среднеамурского осадочного бассейна (СОБ) традиционно относился к фундаменту, который перекрыт осадочными отложениями кайнозойского возраста. Долгое время породы фундамента в отношении обнаружения скоплений углеводородов (УВ) считались бесперспективными. Меловые породы изучались эпизодически. В.М. Никольским (1961 г.), А.И. Поздняковой (1964 г.) сделано заключение о присутствии в них битумов нефтяного ряда.

В.А. Марков, изучавший впадины Советского Приамурья в тот же период, отмечал наличие процессов битумообразования в породах мелового складчатого основания и миграции УВ [3]. Небольшое количество нефтегазопоявлений он связывал с большой закрытостью недр, что является положительным фактором. Он обращал внимание на возможность образования трещинных коллекторов в результате гидроразрыва пласта на глубине свыше 3000 м. Также он предполагал, что с глубиной количество кремнистого и карбонатного цемента в песчаниках может сокращаться.

В конце 80-х – начале 90-х годов в СОБ были проведены сейсморазведочные работы МОВ ОГТ. В разные годы пробурено шесть скважин глубиной более 1000 м, двумя из них вскрыты верхи мелового разреза. На глубине 3092–3200 м выявлен некондиционный коллектор, что подтверждает предположение В.А. Маркова об улучшении коллекторских свойств пород с глубиной. Вместе с тем, скважин пробурено очень мало. Для сравнения: в среднем по России плотность бурения составляет 23 м/км², в Китае – 134 м/км², на Дальнем Востоке – 0,06 м/км².

В 1999–2002 гг. нами опробованы разрезы на востоке СОБ. Анализ полученных результатов проведен по разрезу, по площади и по литоло-

¹¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск; medvedeva@itig.as.khb.ru

гии. В работе рассмотрены два возрастных промежутка: поздняя юра (титон) – ранний мел (валанжин) и верхи раннего мела (апт – сеноман). В пределах описываемой территории разрезы расположены на юге (Матай, Подхоренок, Южный, 2-я Седьмая), в центре (Сита, Петропавловское, Вятское) и на севере – Пивань (рисунок). Разрезы центральной области выполнены отложениями обоих возрастных интервалов, северной – отложениями первого, а южной – второго интервалов.

Характеристика разрезов. Возраст отложений северного разреза Пивань определен по находкам морской фауны в интервале титон – валанжин. По литологии и хронологии с ним сходен центральный блок, в Петропавловском разрезе которого найдены двустворки берриас-валанжинского возраста. В разрезе преобладают алевропелитовые породы над псефито-псаммитовыми, тем не менее выделяются интервалы развития турбидитов, алевропелитов и псефито-псаммитов. В толщах алевропелитов иногда присутствуют карбонатные конкреции.

Апт-среднеальбский возраст пород, слагающих южные разрезы, обоснован определениями фауны. В апт-альбском разрезе преобладающая роль принадлежит псефито-псаммитовым породам и при доминировании псаммитов в значительном количестве присутствуют псефиты. Алевропелиты имеют подчиненное значение.

Породы титон-валанжинского возраста. Средние содержания органического углерода ($C_{орг}$) в псефито-псаммитах варьируют от 0,14 до 0,31 %, в отдельных пробах – до 0,57 %, в алевропелитах – от 0,37 до 0,4 % (в отдельных пробах – до 0,61 %). Для сравниваемых объектов различия содержаний $C_{орг}$ в алевропелитах невелики. В псефито-псаммитах $C_{орг}$ центральных разрезов выше такового в псефито-псаммитах северного разреза в 2 раза.

Самые высокие средние содержания хлороформенного битумоида (Бхл.) имеют породы центральных разрезов: псефито-псаммиты – 0,014 % при разбросе от 0,0073 до 0,0265 %; алевропелиты – 0,0136 % (от 0,0042 до 0,0241 %). Самые низкие значения – 0,0079 % – отмечены в алевропелитах северного разреза Пивань (от 0,0016 до 0,0124 %). Значения битумоидного коэффициента (β) составляют 0,5–18,2 %. Средние β в псефито-псаммитах – 6,6 % и 6 % (колебания от 1 до 18,2 %), в алевропелитах – 2,3 % и 3,5 % (вариации – от 0,5 до 8,7 %; север и центр соответственно).

Средние цифры объемного веса пород центральных разрезов почти не различаются – от 2,5 до 2,52 г/см³. Наименьший вес у пород Петропавловского разреза (центр) – 2,32 г/см³, наибольший – у алевролита Пивани (север) – 2,68 г/см³. Средние веса псефито-псаммитов и алевропелитов Пиванского разреза совпадают – 2,62 г/см³. Максимальную пористость имеют алевролит и гравелит центрального разреза Петропавловское – 15,9 % и 15,3 % соответственно. Псефито-псаммиты этого разреза по средней пористости 9,7 % на первом месте, алевропелиты – на втором 8,26 %. Самые низкие средние значения пористости выявлены у пород разреза Пивань – 2,42 % и 4,67 % у псефито-псаммитов и алевропелитов соответственно.

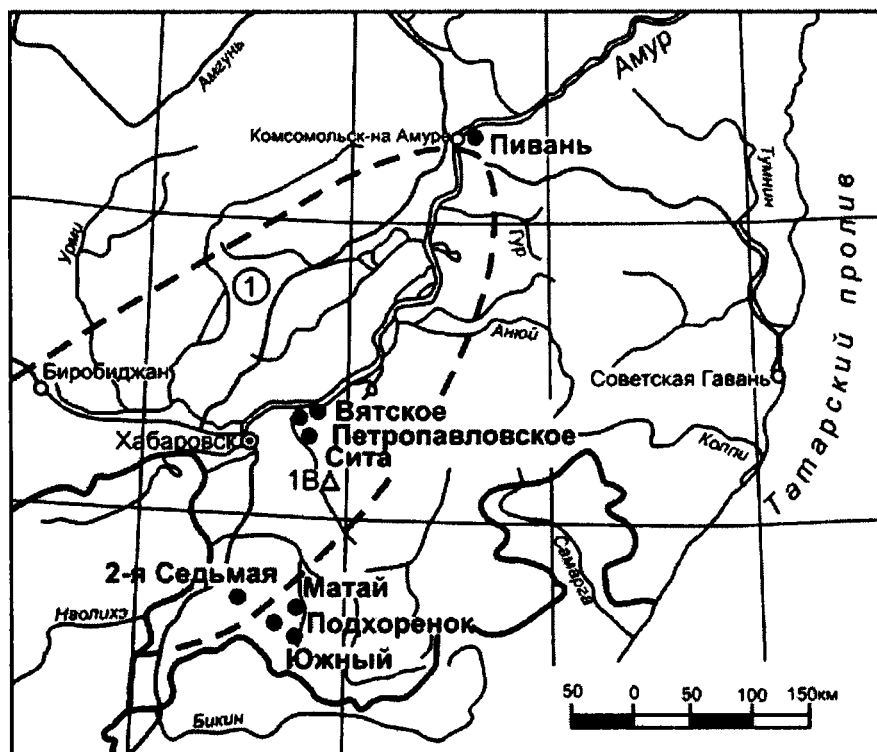


Рис. Расположение позднемезозойских разрезов в Среднеамурском осадочном бассейне

Породы центральных разрезов, в целом, обладают повышенными содержаниями $S_{орг}$, Бхл., повышенными значениями β , пористости и коэффициента пористости относительно одновозрастных пород северного разреза.

Породы апт-сеноманского возраста. Содержания $S_{орг}$ в псефито-псаммитах колеблются в диапазоне от 0,04 до 0,47 %, средние – 0,33 %. В алевропелитах средние его содержания составляют 0,39–0,68 % (отдельные пробы – до 1,16 %).

Колебания в содержаниях Бхл. – от 0,0055 до 0,009 % в псефито-псаммитах и от 0,003 до 0,0217 % в алевропелитах. Средние его содержания в алевропелитах выше в центре (0,112 %), чем на юге (0,0077 %). Значения β составляют 0,6–39,8 %. Средние значения в псефито-псаммитах – 1,4 % и 14,9 %, в алевропелитах – 2,9 % и 1,43 % для центра и юга соответственно.

Средний объемный вес псефито-псаммитов составляет 2,51 г/см³ на юге; алевропелитов – 2,54 г/см³ и 2,56 г/см³ в центре и на юге соответ-

венно. Аналогично колеблются значения пористости псефито-псаммитов – 6,7 % (юг) и алевропелитов – 6,2 % и 5,8 % (центр – юг), а также коэффициента пористости.

При изучении шлифов отмечено присутствие в цементе пород биотита, хлорита, цеолитов и карбонатов. Это по-разному влияет на коллекторские свойства. Недавние исследования О.Н. Зуйковой показали, что “хлоритизация обломочных пород... не столько ухудшает их коллекторские свойства, сколько... переводит их на другой уровень...” [1]. С глубиной возможно улучшение коллекторских свойств пород. Кальцит может выщелачиваться, а каолинизация полевых шпатов может привести к вторичному разуплотнению пород. Возможны и трещинные коллекторы. В скважине 2Е отмечены аргиллиты, имеющие полые трещины, их трещинная проницаемость составляет $16,9 \cdot 10^{-3}$ мкм².

В итоге, констатируем, что установлены неоднородности в плотностных и битуминологических свойствах пород. Неоднородности имеют слабовыраженную связь с возрастом, достаточно четкую связь с местонахождением разрезов и литологией пород. Юрские породы, опробованные с поверхности, содержат $S_{орг}$ в количестве до 2,65 %, сеноманские – до 1,16 %. В скважине 1В в апт-сеноманских алевропелитах зафиксированы содержания $S_{орг}$ до 5,74 % [3]. Очевидно, что на глубине показатели лучше. Но не перебулены даже апт-сеноманские отложения, тем более титонские, берриасские и валанжинские. Следовало бы продолжить исследование позднемезозойского терригенного комплекса Среднего Приамурья.

Литература

1. Зуйкова О.Н. Влияние процесса хлоритизации пород на коллекторские свойства апт-альбских терригенных отложений Терско-Каспийского краевого прогиба / Нефтегазовые системы осадочных бассейнов. Материалы 8-й международной конференции. К 60-летию кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ. Москва: ГЕОС, 2005. С. 165–166.

2. Марков В.А. Геохимические критерии оценки перспектив нефтегазоносности впадин Советского Приамурья. Автореферат канд. дисс. М.: МГУ, 1966. 18 с.

3. Рязанова Т.А. Закономерности нефтегазообразования в мезозойско-кайнозойских впадинах юга Дальнего Востока (на примере Среднеамурской и Верхнебуреинской). Автореферат канд. дисс. Новосибирск, 1996. 19 с.

Роль органического вещества в уточнении условий осадконакопления (на примере Вуктыльской площади Тимано-Печорской провинции)

Тип и количество органического вещества в породах в значительной степени зависит от условий седиментогенеза. Для уточнения фациальной приуроченности пород, уточнения палеогеоморфологической обстановки их накопления был проведен детальный геохимический анализ органического вещества (ОВ) ранневизейских терригенных отложений на наиболее информативной Вуктыльской площади Тимано-Печорской провинции.

В пределах Щугор-Вуктыльского района Предуральского краевого прогиба в ранневизейское время, по данным литофациального анализа, выделяется зона с развитием приливно-отливной равнины, которая включает территорию Еджыд-Кыртинского угольного месторождения на севере, а на юг протягивается, вероятно, до площади Верхняя Сочь. На большей части этой территории в позднебобриковское время происходило угленакопление, причем угли и углистые аргиллиты описываемой зоны принадлежат к гумусовому и кенелевому типам, что свидетельствует об их формировании в болотно-озерных условиях. Уточненные данные геохимии ОВ позволили нам уверенней выделить в пределах Вуктыльской площади баровое или валообразное островное сооружение, изредка заливаемое морем. Возможно, что это была цепочка вдольбереговых островов.

В бобриковских отложениях скв. 215 Северо-Вуктыльской площади (интервал глубин 4334–4340 м) установлено ОВ II смешанного типа. В керогене исследуемого аргиллита 30 % приходится на гумусовые компоненты и 70 % составляют аморфные водородные (20 %) и лейптинитовые (50 %) компоненты. В легких фракциях УВ, извлеченных из пород бобриковского возраста, присутствует ОВ II типа. ОВ гумусового типа (скв. 215-Вуктыл, инт. 4351–4355,2 м), согласно микрокомпонентному исследованию, содержит: 60 % витринита, 15 % фюзинита и 25 % лейптинита. Пиролитические данные фиксируют водородный индекс (HI) углей в пределах 200–780 мгУВ/г $C_{орг}$, что также свидетельствует о наличии ОВ различного типа. Микрокомпонентный состав углей Еджыд-Кыртинского месторождения следующий: витринит – 50 %, фюзинит + семифюзинит – 20 % и споринит – 30 %. Он подобен составу углей Кизеловского угольного бассейна [1]. Степень метаморфизма пород не превышает стадию градации МК₂. Высокий выход летучих компонентов

¹² Институт геологии Коми НЦ Урального отделения РАН, Сыктывкар;
ryabinkina@geo.komisc.ru

в углях и углистых аргиллитах обусловлен, вероятно, условиями их осадконакопления в обширных озерах, на что указывают большое содержание споровых оболочек в углях, восстановленность витринита и примесь водорослей. Глинистые породы данной зоны характеризуются повышенными концентрациями органического углерода (значения $C_{орг}$ варьируют от 2 до 7 %) и значениями водородного индекса (120–270 мг УВ/г $C_{орг}$). Содержание органического вещества в аргиллитах, имеющих морской и прибрежно-морской генезис, составляет 1,7–2,6 %, а значения HI – около 250, что в пересчете на исходное содержание $C_{орг}$ в осадке соответствует 2,2–3,3 %, а значения HI достигали 450 мг УВ/г $C_{орг}$. Аргиллиты, накапливающиеся в озерных и болотных условиях, содержат значительно больше POB (содержание $C_{орг}$ равно 4,5 %), а в углистых аргиллитах с примесью углей значения $C_{орг}$ изменяются от 45 % (из пород в обнажениях по реке Подчерем) до 75 % в пропластках углей разреза скв. 215 и 216 Сев. Вуктыл. Водородный индекс в этих отложениях достигает 540 мг УВ/г породы и более. Эти показатели позволяют относить OB к I и II типам, развитым преимущественно в углях озерного генезиса, и к OB III типа в углистых аргиллитах и аргиллитах озерно-болотных фаций. На этой же территории выделяются (небольшие по площади) участки, подобные остаточным впадинам от Камско-Кинельской системы прогибов (Вост. Вуктыльская, Миш-Парминская, Верх. Сочь), где на раннем этапе (в радаевское время) происходило преимущественно терригенное, а в бобриковско-тульское – терригенно-карбонатное осадконакопление. Мощности отложений, выполняющих впадины, составляют 480–550 м. Содержание $C_{орг}$ в породах этой зоны колеблется от 0,3 % в известняках до 3 % в аргиллитах. Причем значения водородного индекса в современных породах составляют 70–250, что в пересчете на исходные данные будет соответственно 280–550 мг УВ/г $C_{орг}$. Органическое вещество толщ заполнения имеет спорово-водорослевый состав. По данным газовой-жидкостной хроматографии (ГЖХ) в битумоидах доминируют компоненты, характеризующие водорослевый (II) тип OB с проявлениями OB III типа (гумусового), но доля их незначительна. Район распространения этих отложений также следует отнести к зоне развития прибрежно-морских болотно-озерных фаций.

Таким образом, мы можем с уверенностью говорить о том, что раз накопление органической массы в породах рассматриваемой зоны происходило преимущественно за счет водорослевой органики, бактериальной массы и спор, то палеорельеф того времени отвечал прибрежно-морским формам, с развитием вдольбереговых островов, где имело место развитие озерных и озерно-болотных фаций.

Литература

1. Угольная база России. Том 1. Угольные бассейны и месторождения европейской части России. Под ред. В.Ф. Череповского. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 2000. 483 с.

Органическое вещество и осадочное меденакопление

Активное геохимическое участие органического вещества (ОВ) осадочной оболочки Земли в формировании повышенных и промышленных концентраций различных элементов и, прежде всего, халькофильных, считается в настоящее время общепризнанным и не вызывающим сомнения [1, 2].

В свое время крупнейший мыслитель современности В.И. Вернадский, подчеркивая исключительную роль живого вещества в геологических процессах (им выделено девять биогеохимических функций живого вещества), сформулировал и значительно расширил представления французского исследователя Тьера де Шардена о биосфере как о важнейшем создателе земной коры и окружающих оболочек, распространил влияние биосферы на каменную и воздушную оболочки Земли на 3 и 10 км соответственно. В.И. Вернадским была обозначена проблема парагенеза рудных и нефтяных месторождений, т.е. определена существующая ныне проблема геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений, особенно усиливающаяся с глубиной (установлена, например, высокая концентрация Cu, Pb, Zn в рассолах многих нефтяных месторождений, которые некоторыми исследователями рассматриваются в качестве реальных источников меди при формировании стратиформного оруденения [3]).

Вместе с тем, однозначного ответа на проблему участия ОВ в рудообразовании до сих пор не существует. Предполагается и рассматривается весьма разнообразная роль ОВ в формировании месторождений: это и прижизненное накопление металлов, сорбция их продуктами микробиологического разложения органики, транспортирующая (металлоорганические комплексы) и концентрирующая роль ОВ, участие последнего в создании восстановительных барьеров и источников серы для сульфидообразования (сульфатредукция), маркировка положения рудных тел в пространстве и др.

Анализ крупнейших стратиформных месторождений меди мира с позиций влияния ОВ на рудообразование (Удокан, Жезказган, Центральная Европа и др.) с привлечением битуминологических данных и фазового анализа меди приводит к следующим выводам.

1. Роль органического вещества в образовании промышленных концентраций меди носит своеобразный и сложный характер, при этом ОВ является рядовым, отнюдь не решающим фактором. Среди крупных медных объектов есть такие из них, где содержание ОВ находится в пределах кларка (Удоканский рудный район и др.), и такие, где ОВ при-

¹³ Читинский государственный университет, Чита; root@chitgu.ru

сутствует в значительных количествах (меденосные сланцы Центральной Европы). Существуют медные объекты, рудовмещающие породы которых содержат ОВ в различных меняющихся, но в целом невысоких количествах (Жезказганский рудный район, медный пояс Южной Африки и др.). Корреляционные связи меди с ОВ в рудных объектах различные [4]. В одних из них наблюдается прямая корреляционная связь содержания меди и ОВ (многие объекты Центральной Европы), в других – нет какой-либо зависимости в такой связи (Удоканский район и др.), и есть объекты, в которых для одних рудных участков и рудных тел устанавливается прямая корреляция меди и ОВ, для других – полное отсутствие таковой. Здесь показательны медные объекты Центральной Европы, где в целом высокие содержания ОВ в промышленных объектах, но параллельно существуют рудные тела в совершенно осветленных песчаниках без признаков органики.

2. Для формирования сульфидных медных месторождений не обязательны высокие концентрации ОВ; восстановительная геохимическая обстановка в бассейнах меденакопления создается не только и не столько ОВ, но и самими концентрированными меденосными растворами, а также эндогенными углеводородами (восстановленные флюиды, по А.А. Маракушеву, приводящие, например, к образованию сравнительно недавно установленных углеродистых метасоматитов). Кроме того, процесс сульфидообразования определяет не валовая концентрация серы, а активность ее ионов, произведение растворимости, достигаемое при соответствующих сочетаниях активностей ионов меди и серы, равно как и в роли органического вещества определяющим является не его общее количество, а функциональные свойства слагающих его макро- и микрокомпонентов.

Наблюдаемая на некоторых медных месторождениях тяготение рудного вещества к древесным растительным остаткам (Колорадо, северная группа Жезказганского рудного поля и др.) не является признаком связи ОВ и оруденения, ибо ОВ в горных породах создается не древесными остатками, а рассеянной планктоногенной органикой (синезеленые водоросли, бактерии, акритархи) [1].

Глобулиты пирита, встреченные в углеродистых сланцах Мансфельфа и др. и рассматриваемые в качестве “оруденелых бактерий” далеко не всегда являются таковыми, ибо получены и экспериментальным (хемогенным) путем в обстановке, не связанной с деятельностью сульфатредуцирующих железистых бактерий, т.е. вне связи с ОВ.

3. Роль органического вещества в стратиформном меденакоплении обычно сводится к процессам сульфатредукции – главнейший генератор серы (однако последняя возможна и с повышением температуры – абиогенная термохимическая сульфатредукция), созданию комплексобразующих сорбентов и металлоорганических соединений.

4. В бассейнах седиментации с повышенным содержанием ОВ могут существовать пределы его концентраций, для которых устанавливается

в целом линейная зависимость “металл – ОВ”; за пределами таких концентраций связи содержаний “металл – ОВ” нарушаются и становятся нелинейными.

5. Органическое вещество представляет собой сложную многокомпонентную смесь органических соединений; в нем установлено до 1000 различных углеводородов, и составные компоненты органического вещества (различные битумоиды, кислоты, смолы и др.) по разному реагируют с рудным веществом, и его количество меняется в разных типах органического вещества. В осадочном процессе происходит трансформация ОВ, сопровождаемая его структурными преобразованиями от рентгеноаморфных до кристаллических со сменой постройкой (алифатической или ароматической).

В природных условиях возможно совместное нахождение высокоструктурных, низкоструктурных и аморфных фаз углеродистого вещества, что значительно усложняет картину взаимодействия его с рудным веществом.

6. Существуют сложности с методикой выделения и анализа органического углерода в горных породах, поэтому приводимые величины содержания $C_{орг}$ в разных лабораториях нужно сопоставлять осторожно [5].

7. Изотопы углерода, равно как и серы, подвержены фракционированию, и определения их количества не дают однозначного ответа на их природу.

Литература

1. *Войткевич Г.В., Кизильштейн Л.Я., Холодков Ю.И.* Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. Недра, 1983. 156 с.

2. *Горжевский Д.И., Конкин В.Д., Ручкин Г.В.* Роль органического вещества в рудообразовании // Отечественная геология. 1994. № 3. С. 25–32.

3. *Поплавко Е.М., Иванов В.В. и др.* О геохимических особенностях и условиях образования медистых песчаников и сланцев // Геохимия. 1977. № 8. С. 1217–1233.

4. *Салихов В.С.* Органическое вещество и экзогенное меденакопление // Геология и разведка. 1990. № 7. С. 80–86.

5. *Чернышев В.Г., Чернышева О.А., Вершиковская О.В.* О количественной оценке содержаний органического вещества в горных породах // ДАН. 1987. Т. 292. № 6. С. 1472–1476.

О природе углеродистого вещества шунгитов

В пределах Карельского кратона Балтийского щита достаточно широко распространены шунгиты нижнепроторозойского и отчасти архейского возраста. Они содержат то или иное количество графитоподобного шунгитового вещества, представляющего собой метаморфизованное органическое вещество (ОВ), состоящее из углерода (более 95 %), водорода (около 1 %), азота (около 0,75 %), серы (около 3 %) и кислорода (около 1,5 %). Шунгитовое вещество имеет признаки исходного ОВ как первично-осадочного, так и эндогенной (миграционной) природы [1–2 и др.].

Шунгиты состоят, в основном, из графитоподобного углерода и кремнезема (кварца), соотношение между которыми колеблется в широких пределах. В качестве незначительной примеси (от 1–3 до 10–20 %) присутствуют глубоко преобразованное (до средней стадии метаморфизма) глинистое вещество и отчасти карбонатный материал. Применение прецизионных методов выявило большое разнообразие в морфологии, размерах и характере распределения основных компонентов, а также высокую нано- и микропористость породы. Шунгиты характеризуются “послойным” (многоуровневым) нано-микро-мезосфераагрегатным строением и состоят из разноразмерных образований (глобул и сфер и их скоплений) углеродистого вещества, отороченных мельчайшими и мелкими зернами кварца или покрытых преобразованным ОВ и отчасти микроагрегатами кварца. Размеры глобул составляют от десятков нм до 0,001 мм, а сфер – от 0,001 до 5–10 мм. Сферы, в свою очередь, состоят из мельчайших и мелких скоплений глобул.

Среди природных типов шунгитов выделяются основные их петротипы: 1) силициты шунгитоносные, кварцевые, олиго-мезомиктовые, с пониженным (до 20–35 %) содержанием углерода (Ш-1), 2) шунгиты мезомиктовые с повышенным (от 25 до 50 %) содержанием кварца (Ш-2), 3) шунгиты олигомиктовые, с пониженным (менее 25 %) содержанием кварца (Ш-3), и 4) шунгиты мономинеральные, чистые, содержащие до 93–98 % графитоподобного углерода наноглобулярного строения (Ш-4). Петротипы шунгитов Ш-1, Ш-2 и отчасти Ш-3 содержат ОВ первично-осадочной природы, а Ш-4 – эндогенной природы. Петротип Ш-4 широко известен в научной литературе как шунгит миграционный, и он часто встречается среди докембрийских пород древних платформ пяти континентов, в отличие от первых трех петротипов, распространенных только на северо-западе Восточно-Европейской платформы. В петротипе Ш-4 и отчасти Ш-3 выявлены фуллерены (до 1–2 %) и фуллереноподобные образования (до 10–15 %).

¹⁴ МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва; sedaeva-mgu@mail.ru

Фуллерены – это замкнутые поверхностные структуры углерода, которые проявляют многообразие свойств как физические объекты и как химические системы. В них атомы углерода связаны как одинарными, так и двойными связями, представляя трехмерные аналоги ароматических структур [3]. Их структуры можно сопоставить со структурами газогидратов, с которыми, возможно, есть генетическая связь.

Согласно современным супрамолекулярным химическим исследованиям, известно, что газогидраты относятся к клатратным соединениям надмолекулярного образования. Они образуются посредством включения (вхождения) молекул газов в полости льдоподобного каркаса, построенного водородно-связанными молекулами воды без формирования химической связи между ними. Основными структурами газогидратов являются кубические и гексагональные (наподобие тех, что выявлено ранее у фуллеренов углерода C_{60} и C_{70}). Полости в кристаллогидратах могут быть частично или полностью заполнены газом в зависимости от термодинамических условий. Их кристаллы практически непроницаемы для молекул воды и газа, процесс образования происходит с выделением тепла, разложение – с его поглощением. Присутствие микробиального биоса ускоряет процесс образования газогидратов [4]. Газогидратные залежи УВ открыты в Северном, Норвежском и Баренцевом морях. Гипотеза гидротермального механизма образования месторождений УВ в виде газогидратных залежей на мелководных склонах срединно-океанических хребтов ранее была выдвинута А.Н. Дмитриевским [5].

Возможно, что в природных условиях в протопородах шунгитов изначально находилось незначительное количество кристаллов газогидратов в “законсервированном” состоянии, образованных во время поступления гидротермальных газо-водных флюидов. “Первичные” кристаллы газогидратов, содержащие в большом количестве УВ и в меньшей степени углекислый газ, под воздействием высокой температуры и отчасти давления глубоко преобразуются с образованием фуллеренов и фуллереноподобных структур. Отсюда следует, что фуллерены – это “псевдоморфозы” по кристаллам газогидратов, и они представляют собой глубоко преобразованное ОВ эндогенной природы с унаследованной структурой кристаллов газогидратов, ранее содержавших в своих полостях значительное количество УВ (в этом случае образуются фуллерены углерода C_{60} и C_{70}) и нередко вместе с CO_2 (и, возможно, тогда с этим связано образование фуллереноподобных структур).

В последние десятилетия господствовало мнение о том, что только цианобактериальная биота представляла собой в докембрии грандиозную систему продуцирования ОВ, с помощью которой впоследствии были сформированы высокоуглеродистые породы. Однако в 1977 г. было открыто царство (скорее всего, империя) архебактерий. Среди них находятся как “карликовые”, так и гигантские представители, размер которых колеблется от 1–5 до 100–200 нанометров. Архебактерии имеют большее сходство и гомологию (по составу белков) с эукариотами, с ко-

торами они являются “эволюционными сестрами”, чем последние с бактериями и тем более с цианобактериями. Среди них есть метаногены (доминирующая группа, живут везде и являются “пионерами” на древней Земле), термофилы (живущие при температуре 100–113°), галофилы (живущие при концентрации NaCl 25–30 г/л) и архебактерии, живущие при температуре –10° и даже до –14°. Современные исследования архебактерий показали, что они содержат большое количество белков глобулярного строения. Вследствие этого можно предположить, что наномикроглобулярная структура шунгитов обусловлена разложением архебактерий на составные части при их отмирании, которое сопровождается высвобождением значительного количества монокремневой кислоты.

Вероятнее всего, большая часть первично-осадочного ОВ была образована в результате жизнедеятельности архебактерий, а не цианобактерий, ибо только шунгиты и его разновидности обладают рядом уникальных свойств (так же как и многие органические образования, продуцируемые архебактериями), которые не свойственны другим высокоуглеродистым образованиям докембрия (!). Шунгиты и шунгитоносные породы широко используются в различных отраслях промышленности: в производстве керамики, шумопоглощающих прокладок, огнеупоров, строительных материалов, адсорбентов, изделий на основе углерода в виде наполнителей конструкционных материалов и коррозионно-стойких композиций и т. д. На их основе производят различные минеральные препараты; минерализованные воды, минеральные пасты, мази и кремы, характеризующиеся противоаллергическим, противовоспалительным эффектом и запускающие биохимические процессы, благотворно влияющие на весь организм как человека, так и животных.

Таким образом, можно сказать, что исходное ОВ в шунгитах было образовано в результате жизнедеятельности архебактерий и отчасти поступления эндогенного (миграционного) газо-водного флюида. Преобразование ОВ архебактериальной природы при метаморфизме в дальнейшем обусловило формирование уникального шунгитового вещества в первом случае, в виде графитоподобного углерода нано-микромезосфераагрегатного строения, а во втором – образование высокоуглеродистого шунгита с фуллеренами и фуллереноподобными структурами по “первичным” кристаллам газогидратов.

Литература

1. *Щипцов В.В.* Индустриальные минералы и горные породы Карелии / Неметаллические полезные ископаемые России: современное состояние и актуальные проблемы научных исследований. Москва: ИГЕМ РАН, 2004. С. 45–57.
2. *Филиппов М.М.* Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.
3. *Ляхно В.Д.* Кластеры в физике, химии, биологии. Москва-Ижевск, 2001. 256 с.
4. *Соловьев В.А.* Природные газовые гидраты как потенциальное полезное ископаемое // Российский химический журнал РАН. 2003. Т. 47. № 3. С. 59–69.

Катагенез органического вещества надвигово-шарьяжных зон (на примере западных складок Урала)

Определение катагенетической зональности органического вещества (ОВ) играет важную роль в прогнозе залежей углеводородов, установлении их фазового состояния и возможностей консервации. В зонах передовых складок наблюдается нарушение катагенетических закономерностей, отмеченных для платформенных областей. Несколько этапов тектоно-динамической истории формирования присущей рассматриваемым областям зональности метаморфизма пород и их органической составляющей создало сложную картину катагенетической зональности с наблюдаемыми нарушениями нормального порядка стадий преобразования, катагенетическими инверсиями, выпадением отдельных звеньев из последовательного ряда стадийности и одновременным наложением разных темпов (шкал) созревания органического вещества, связанных с разными типами органики и включающих ее пород. Все это создает достаточно сложную многоуровневую картину катагенетической зональности в областях передовых складок Урала.

Район исследования охватывает шарьяжно-надвиговую зону, примыкающую к Предуральскому прогибу в междуречье Вишера-Чусовая.

Методическая основа оценки степени преобразованности органического вещества исследованных разрезов включает достаточно полный набор доступных и разноуровневых средств: расчетный метод теплового импульса СИТ по Н.В. Лопатину, пиролиз (Rock-Eval 6), замеры отражательной способности витринита, данные по маркам углей Кизеловского угольного бассейна, определение химического состава рассеянного органического вещества пород.

В результате исследований выявлено несколько уровней проявления катагенеза органического вещества в породах складчатых областей: структурно-тектонический (депресссионный, бортовой, сводовый режимы погружения); тектоно-динамический (платформенный, складчато-надвиговой этапы); породный (глинистый, карбонатный типы метаморфизма); минеральный (гумусовый, сапропелевый, меланоидиновый, фюзенитовый подтипы метаморфизма органического вещества).

¹⁵ Камский научно-исследовательский институт комплексных исследований глубоких и сверхглубоких скважин, Пермь; kamniikigs@permonline.ru

Структурно-тектонический уровень – основной в наблюдаемой проявленной зональности катагенеза. Коррелирующие с разными структурно-тектоническими зонами скорости погружения осадочного чехла и соответствующие им тепловые потоки обусловили определенные типы зональности для депрессионных, сводовых и бортовых типов структур: наблюдаемая зональность в депрессионных частях бассейна обусловлена средними скоростями погружения ($v_{cp}=17$ м/млн лет), для сводовых частей характерна относительно сокращенная по глубине зональность и меньшие глубины погружения ($v_{cp}=22,5$ м/млн лет), и для бортовых структур отмечено максимально растянутое и углубленное “нефтяное окно” ($v_{cp}=50,0$ м/млн лет). Средняя стадия катагенетической преобразования на платформенном этапе развития (МК₁₋₃, главная зона нефтеобразования, “нефтяное окно”) для исследованного района в первом случае охватывает диапазон глубин 1,7–3,2 км, во втором – 1,4–2,8 км и в последнем – 2,0–3,5 км, отличаются и палеотемпературные границы обозначенных диапазонов (90–145 °С, 70–130 °С, 100–150 °С соответственно).

В орогенный период развития территории надвигание блоков пород друг на друга нарушило стандартный катагенетический ряд главным образом за счет механических и тепловых (дополнительный кратковременный прогрев) факторов, в результате чего в современной картине наблюдаются различные инверсии катагенеза, выпадение отдельных подзон метаморфизма, поднятие всех катагенетических границ вверх по разрезу на 100–500 м, причем на большую величину в нижних горизонтах и менее значительную – в верхних.

Выявленные доминирующие закономерности изменения катагенетической зональности по площади и разрезу в то же время осложняются более мелкими флуктуациями за счет наложения факторов следующего иерархического уровня, в первую очередь, литологии вмещающих пород и типа органического вещества.

Известный факт замедления скорости метаморфизма органического вещества в карбонатных породах проявился в асинхронности катагенетических шкал для разнотипных вмещающих пород: отставание в темпе нарастания катагенетической превращенности органического вещества для карбонатов достигает одной, реже двух градаций катагенеза. Гумусовый тип органики, зачастую преобладающий в терригенном разрезе, усугубляет эти различия в сторону сокращения катагенетической зональности для углистых разностей.

Взбросово-надвиговая тектоника (присутствие аллохтонных пластин) в подавляющем большинстве скважин нарушило нормальную катагенетическую зональность, в результате чего метаморфическая превращенность ОВ верхних горизонтов достигает МК₁, наблюдается неоднократная инверсия катагенеза, и катагенетический ряд имеет колебательный характер, например, МК₁–(ПК₃)–МК₂–МК₁–МК₂–МК₃–МК₄, вызванный как регионально-тектоническими факторами, так и локальными (литология, генетический тип ОВ и др.) причинами. Наблюдается растянутость

катагенеза подзон МК₁–МК₂, занимающих глубинный диапазон от 300–500 м до 2,6–2,9 км, и резко сокращенная (до 100–450 м по мощности) подзона катагенеза МК₃. Более растянутая зональность катагенеза наблюдается в депрессионных и бортовых разрезах, наиболее сокращенная – в сводовых разрезах.

Широко распространенная витринитовая шкала катагенеза ОВ оказывается неприемлемой для объективной оценки степени преобразованности сапропелевого вещества, особенно захороненного в карбонатных осадках. В последнем случае генерационный углеводородный потенциал и возможности консервации скоплений нефти сохраняются до более жестких стадий катагенеза по витринитовой шкале (МК₄₋₅–АК₁). Более разрушительное воздействие на скопления углеводородов оказывают высокотемпературные флюидные потоки из базальных горизонтов осадочного чехла, они же осуществляют дополнительный прогрев толщи и, как правило, поднимают катагенетические границы вверх по разрезу. В ряде разрезов, подвергнутых интенсивному “газовому промыванию” осадочной толщи, наблюдается весьма растянутая подзона МК₁, начинающаяся почти с поверхности (300–500 м) и достигающая глубин 1,7–2,2 км, а вместе с МК₂ – 2,8–3,0 км, верхняя подзона протокатагенеза практически отсутствует, а нижние подзоны МК₃ и МК₄ сильно сокращены по мощности (до 100–200 м).

И.Е. Стукалова¹⁶, О.В. Русинова¹⁷, Е.Д. Сынгаевский¹⁷

Термальное изменение углей на контакте с интрузивными породами

В задачу исследования входило выяснить природу и структурные особенности концентрированного и рассеянного в породе органического вещества, источником которого были термально преобразованные угли в результате воздействия на них интрузивных тел. Перед нами стояла задача показать, как одно и то же вещество угля при контакте с дайками диабазов меняет свои характеристики и структуру, и какие продукты его трансформации обогащают вещество дайки.

Что происходит с веществом угля и породы при непосредственном контакте, когда интрузия остывает, но продолжает взаимодействовать с угольным пластом? Этот вопрос остается открытым. Мы попытались на него ответить, исследовав серию образцов почти неизмененного угля,

¹⁶ Геологический институт РАН, Москва; stukalova@ginras.ru

¹⁷ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Москва

угольных включений в дайке и самих пород дайки, обогащенных тонкодисперсным органическим веществом, с Хасынского месторождения углей, расположенного на Северо-Востоке России.

Хасынское месторождение углей расположено в Магаданской области в 82 км севернее города Магадан. В структурном отношении Хасынское месторождение приурочено к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, где нижнемеловые угленосные отложения попадают в область активной вулканической и интрузивной деятельности, неоднократно повторяющейся во времени, с мела по палеоген [2]. В основании угленосных отложений залегают андезиты, андезито-базальты и базальты момлыткинской свиты (K_1mm). Угленосные отложения хасынской свиты (K_1hs) мощностью 255–455 м сложены песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами и аргиллитами, среди которых распространены пласты высокозольных каменных углей, в основном марок близких к тощим углям. В свите установлено 11 пластов угля, которые имеют сложное строение и непостоянную мощность, изменяющуюся от 0,6 до 5 метров, в среднем составляя 1,40–2,40 м [1, 2].

Нижнемеловые угленосные отложения развитой на месторождении хасынской свиты в своей геологической истории подвержены воздействию позднемеловых интрузивных тел кислого состава и более поздних палеогеновых даек основного состава. Дайки лампрофиров, базальтов и диабазов, внедрялись в уже сформированные и метаморфизованные до стадий ОС–Т угли месторождения, иногда частично, а иногда полностью замещая и уничтожая целые пласты углей.

Взаимодействие угольных пластов с дайками происходит в несколько этапов. На первом этапе при высоких температурах, около 350–400 °С, угольные пласты прорываются дайками. Затем, на втором этапе интрузии остывают, температуры воздействия постепенно снижаются до 120 °С. На третьем этапе происходит взаимодействие угольного вещества с постепенно остывающими в течение длительного времени интрузивными телами.

Для детальных исследований в настоящей работе применялись методы углепетрографии (увеличение 90–400^x), рентгеноструктурного и изотопного анализов. Образцы также изучались под электронным сканирующим микроскопом (увеличение 1000–4000^x) с рентгеновским микроанализом.

Нами исследованы три серии образцов: первая серия – уголь на некотором удалении от дайки (обр. Х-1 и другие); вторая серия – угольные включения в дайке диабазов (обр. 692/М-1 и другие); третья серия – породы дайки, обогащенные тонкодисперсным органическим веществом (обр. Х-2, 692/М-2, 692/М-3, 692/М-5), (рисунок).

Образцы непосредственно на контакте с дайкой представлены двумя разновидностями. Одни представляют собой термально измененный уголь в виде мелких углистых визуально различимых включений в породе. Другие представлены тонкорассеянным углеродистым веществом, структура которого визуально не различима, однако это вещество окрашивает породу в темно-серый и черный цвет.

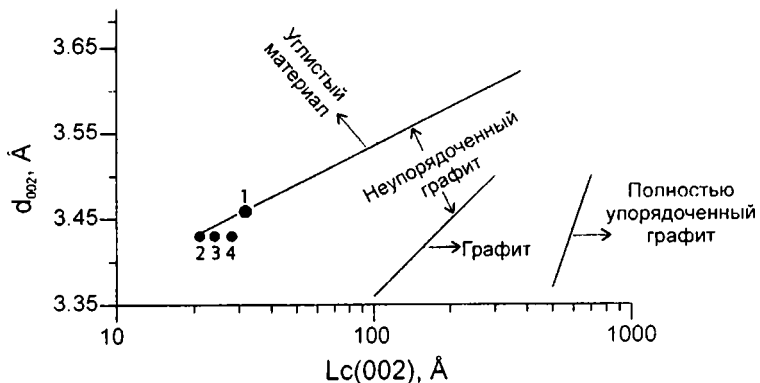


Рис. Диаграмма, показывающая степень кристалличности углеродистого материала [4]

1 – обр. X-1 ($d_{(002)}=3,45$ Å, $L_c=37$ Å), 2 – обр. X-2 ($d_{(002)}=3,43$ Å, $L_c=21$ Å), 3 – обр. 692/М-1 ($d_{(002)}=3,43$ Å, $L_c=24$ Å), 4 – обр. 692/М/2 ($d_{(002)}=3,43$ Å, $L_c=28$ Å)

При непосредственном контакте с дайками уголь приобретает свойства, характерные для переходных стадий антрацитов к графитам: повышаются его анизотропные свойства, изменяется внутренняя структура, увеличивается величина отражения от 1,7–2,1 % (R_0) до 4,4–5,5 % (R_0). Термальное воздействие проявляется в данном случае не в окислении органического вещества угля, а в приобретении им свойств, характерных для переходных стадий антрацитов к графитам.

При рентгенографических исследованиях в качестве числовых характеристик, отображающих стадии преобразования органического вещества, использованы межплоскостное расстояние $d_{(002)}$ и размер областей когерентного рассеяния вдоль оси c – L_c [3]. Полученные данные нанесены на диаграмму, предложенную М. Tagiri [4], на которой показана степень кристалличности углеродистого материала и выделены области распространения углистого материала, неупорядоченного графита, графита и полностью упорядоченного графита (рисунок). Почти все исследованные нами образцы по структуре попадают в область неупорядоченного графита.

Рассеянное углеродистое вещество близко по структуре к углю и к включениям угля в дайке, на диаграмме $d_{(002)}$ – L_c оно располагается вблизи границы углистого материала с неупорядоченным графитом.

Во всех образцах изотопный состав углерода близок, но прослеживается тренд обогащения тяжелым изотопом по величине $\delta^{13}C$ в серии образцов: общий углерод угольной массы от –26,82 до –26,54 ‰ (обр. X-1, X-1a), угольные включения в дайке –26,10 ‰ (обр. 692/М-1), рассеянное органическое вещество от –26,40 до –25,3 ‰ (обр. 692/М-2, X-2). Тренд обогащения тяжелым изотопом углерода подчеркивает, что часть углерода переходит в газовую фазу и уходит из породы, а близкие значения

величины $\delta^{13}\text{C}$ указывают на постоянные равновесные условия, при которых происходит деструкция основной массы угля.

Следует подчеркнуть, что зона непосредственного контакта угольного пласта с дайками невелика по мощности, но эффект воздействия весьма существенный. При взаимодействии угольных пластов с интрузиями выделяется большое количество газовой и водной фазы, вышележащие породы обогащаются органическим веществом. Из угля при термической деструкции образуется пыль, и рассеянное органическое вещество в виде твердой фазы переносится газами. Изотопный состав и рентгеновские характеристики рассеянного органического вещества поэтому оказываются такими же, как и у исходного вещества углей.

Литература

1. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 10. М., 1962. 405 с.
2. Золотов А.П., Пеканов С.В. Угленосность Северо-Востока России / Геология угольных месторождений. УГГА, Екатеринбург, 2000. С. 117–122.
3. Русинова О.В., Королев Ю.М., Васильева М.Е. Рентгенографические характеристики углеродистого вещества золоторудных месторождений в черносланцевых толщах // Литология и полез. ископ. 1996. № 1. С. 89–96.
4. Tagiri M. A measuriment of the graphitizing-degree by the X-ray powder diffractometer // J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. 1981. V. 76. P. 345–352.

П.П. Тимофеев, Л.И. Боголюбова¹⁸

Органическое вещество интинской свиты юга Печорского угольного бассейна (к теории генетического формационного анализа)

1. Детальное комплексное литолого-фациальное изучение разрезов и характера распределения обстановок осадконакопления верхнепермских отложений интинской свиты юга Печорского угольного бассейна позволило расшифровать некоторые особенности ее строения, угленосности и палеогеографии. Прежде всего, на основе обобщения результатов проведенных исследований, установлено, что накопление осадков верхнепермских отложений интинской свиты протекало в континентальных условиях гумидного климата. Об этом, в частности, свидетельствует широкое развитие аллювиальных, озерных, озерно-болотных и болотных ландшафтов в изученном регионе, а также появление первых прибрежно-морских (лагунных).

¹⁸ Геологический институт РАН, Москва; gin@ginras.ru

2. Процесс осадконакопления в пределах юга Печорского угольного бассейна в верхнепермское время был весьма неоднородным. Началу накопления верхнепермских отложений интинской свиты сопутствовал активный тектонический режим, с которым было связано продолжавшееся воздымание горно-складчатого сооружения Урала. К этому промежутку времени относится “оживление” речной сети во главе с наиболее крупной и основной водной артерией – Пра-Усой, водный бассейн которой охватывал всю исследуемую территорию своими многочисленными притоками, главными из которых были Пра-Косью, Пра-Кожим, Черная, Инта и некоторые другие. Это реки, в зависимости от того, какие материнские породы они размывали, оказывали существенное влияние на состав и характер процесса осадко- и торфонакопления. Вблизи от источника сноса (Палеоурала), вдоль русла этих вначале горно-равнинных рек, на пойменных участках и за их пределами формировались многочисленные и небольшие по размерам короткоживущие озерные водоемы. Они характеризовались неровным рельефом дна, на что указывают развитые в пределах нижней части интинской свиты мелко-маштабные озерные и озерно-болотные водоемы.

3. В долинах рек формировались русловые осадки. В верховьях рек аллювий был гравийно-песчаным с включением галечного материала, в то время как на равнине накапливался преимущественно песчаный материал. Если в начальный период площадь развития равнинного аллювия была незначительной, то в последующее время она все более и более увеличивалась. Реки во главе с Пра-Усой постепенно разрастались и увеличивались в размере и к концу Уфимского времени они приобрели более внушительные размеры.

4. По мере выработки профиля равновесия реки в своих низовьях начинали меандрировать, расширялись речные долины, а также увеличивались пойменные пространства, на различных участках которых то там, то здесь возникали разнообразные по форме и по размеру озерные водоемы (по мере выработки реками своих профилей). В нижних приустьевых частях возникали более крупные озерные водоемы, которые, особенно в половодья, объединялись, а затем по мере отступления морских вод, обособлялись на площади. И уже в начальный период времени происходило их локальное заболачивание и даже появлялись невыдержанные, обогащенные минеральной примесью, угольные линзы и тонкие прослои угля.

5. Резкая изменчивость озерных и болотных ландшафтов выражается в переходе одних водоемов в другие, а также в изменениях конфигурации и строения каждого в отдельности. Это отразилось на взаимоотношении генетических и фациальных типов осадков в разрезе и на площади. Все они наследуют эту изменчивость и проявляют ее в пределах своего ряда, что связано, прежде всего, с неодинаковым геотектоническим режимом и геологическим строением того или иного региона. Эти факторы также сыграли существенную роль при формировании угольных

залежей (пластов) в разрезах интинской свиты. Так, например, расширение (разрастание) площади торфонакопления каждого пласта было обусловлено расширением краевого прогиба в сторону платформы, при этом амплитуда расширения была различной в пределах каждого угольного пласта. Те зоны, которые были наиболее стабильными и менее всего подвергались воздействию тектонических (не линейных) движений, главным образом прогибанию, являлись благоприятными пространствами для развития многочисленных торфяных болот.

6. Основным источником формирования органического вещества интинских углей является древесина, в основном кордаитов, в то время, как коровые ткани отсутствуют. Ткани древесных растений при биохимическом разложении изменялись в основном в процессе гелефикации, хотя гелефузенизация оставалась значительной, которая в интинских углях в значительной мере относится к колломорфной opak-массе.

7. Особенностью изученных углей является почти полное отсутствие в них гелефицированного колломорфного органического вещества. Поэтому в одних генетических типах углеобразующими являются гелефицированные фрагменты тканей, связанные с гелинито-телинитовыми углями, а в других – измельченные растительные ткани (аттрит), приуроченные к гелинито-посттелинитованным углям. Продукт процесса гелефузенизации – opak-масса и особенно ксиловитрино-фузеновые форменные элементы в вещественном составе углей являются преимущественно второстепенными (аксессуарными), но участвуют в сложении каждого генетического типа угля то в большем, то в меньшем количестве, и лишь в некоторых случаях играют роль углеобразующих.

8. Характерным признаком интинских углей является сложное строение их вещества в целом, обусловленное перемежаемостью комплексов микрокомпонентов с резко различным их составом и количественным соотношением при отчетливом преобладании то одних, то других. Угольные пласты относятся к категориям сложных, относительно сложных, простых и нерабочих, но они не образуют каких-либо строгих закономерностей в чередовании генетических и фациальных типов углей. В вещественном составе интинских углей, как правило, повышено содержание зерен кварца алевритовой размерности, распределение которых неравномерно и связано с различными комплексами микроэлементов, главным образом, opak-массой.

9. Основные породные прослои в каждом разрезе угольных пластов выдерживаются по простирацию, в то время как генетические типы и фации углей оказываются, как правило, не выдержанными и фациально переходят между собой на коротких расстояниях или просто выклиниваются. В центральной зоне прогиба (г. Инта) развиты телинитовые угли, а по направлению к бортам они переходят в посттелинитованные угли. Угольные пласты с 0 до 8 включительно характеризуются более разнообразными парагенезами генетических типов углей и их фаций, преобладающими среди которых в основном являются гелинито-телини-

товые и геленито-постстелинитовые угли с примесью гелифюзинированных микрокомпонентов. Верхние пласты с 9 по 11 включительно связаны с более однообразными парагенезами генетических типов, основу которых составляют гелифюзинито-гелинито- и гелинито-гелифюзинито-постстелинитовые угли.

10. Образование слитных и расщепленных угольных пластов, их строение и морфология контролируются геотектоническим режимом, а также палеогеографическими факторами. При этом площади развития слитных пластов испытывали медленное погружение болота, соизмеримое со скоростью накопления органического вещества, а площади расщепления прогибались быстрее скорости накопления органического вещества, в результате чего в промежутках между торфяными прогалинами отлагался терригенно-глинистый материал.

11. Основными факторами, определяющими состав глинистых минералов и их комплексов в осадках озерных фаций, являются физико-химические условия газовой среды, т.е. фациальные. Помимо этого, необходимо учитывать характер бассейна седиментации, а также процесс механической дифференциации осадочного материала при его транспортировке в тот или иной водоем. Кроме того, на это влияют гидробиохимические и биохимические процессы, обусловленные количеством органического вещества в осадках и степень биохимического его разложения.

12. Уфимские отложения имеют циклическое строение, которое обусловлено чередованием циклов-парагенезов. В этом участвуют континентальные (аллювиальные, аллювиально-озерные угленосные и безугольные; озерные и озерно-болотные угленосные и безугольные) циклы-парагенезы, а также на самом западе изученной площади болот встречены аллювиально-морские и прибрежно-морские (лагунные) циклы-парагенезы. В строении толщ преобладают озерно-болотные угленосные и в меньшем количестве озерные безугольные циклы-парагенезы.

13. Формирование отложений интинской свиты (P_{2in}) юга Печорского угольного бассейна полностью определялось воздымающимся Уральским хребтом, который мигрировал с юга на север. В конце нижнепермской эпохи (лекворкутское время) началось интенсивное его воздымание, которое привело к началу регрессии морского бассейна. Постепенно освобождающееся прибрежное дно бассейна превращалось вначале в довольно узкую, а затем, при дальнейшем отступании морских вод, в обширную низменную предгорную равнину, которая постепенно становилась областью приморского торфонакопления. Начавшиеся еще в конце лекворкутского времени неравномерное, более интенсивное воздымание Урала, сопряженное с обнажавшимся неоднородным рельефом дна прибрежной зоны, обусловило формирование различных по размеру речных долин. В неровностях бывшего дна возникли различные по размеру озера, а пространства между ними в первую очередь заболачивались, превращаясь в болота. Площадь последних то увеличивалась, то уменьшалась, иногда они исчезали полностью, а затем появлялись вновь. В целом их площадь

увеличивалась по направлению на запад и северо-запад. Поскольку геотектонический режим всего северо-востока Европейской части России был неустойчив, постольку и линия побережья морского бассейна часто меняла свою конфигурацию. Это обусловило рельеф приморской равнины, где торфяники приобретали сложное строение за счет 3–5, иногда более прослоев озерных осадков, обогащенных органическим веществом. Горные реки Уральского кряжа выносили большое количество взвешенного терригенно-глинистого материала на площадь развития болот, и тем самым угольные пласты приобретали большую зольность.

М.А. Тугарова¹⁹

Углеводороды современных осадков, процессы их взаимодействия с минеральным веществом

Жидкие и газообразные включения, большей частью относящиеся к органической составляющей осадочных пород, во многом определяют процессы преобразования осадочной среды и находятся в тесном взаимодействии с минеральными компонентами. Углеводороды (УВ) современных осадков имеют различный генезис, что находит отражение в разнообразных литогенетических процессах и раскрывает их сложные многофакторные проявления.

Фактический материал (более 2000 комплексных проб), составивший основу работы, был получен в процессе комплексного геохимического картирования и геоэкологических исследований, выполнявшихся ВНИГРИ при участии автора на шельфе Охотского, Баренцева морей, в зонах береговых мелководий севера Европейской части России. В ходе исследований использовался широкий комплекс литологических, газовых, битуминологических, микробиологических, гидрохимических методов. Полученные обширные результаты аналитических исследований, имевших прикладное поисковое значение, сделали возможным системное комплексное рассмотрение современных осадков различных обстановок седиментации – раннего диагенеза.

По способу образования и источнику поступления УВ современных осадков можно разделить на седиментационно-диагенетические (биохимические), эманационно-эпигенетические (термокаталитические) и техногенные (эпигенетические). Их распределение подчиняется общим природным закономерностям (геолого-тектоническим, физико-географическим, геоморфологическим, литодинамическим и т. д.).

¹⁹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург; tugarova@MT10508.spb.edu

Фазовый состав первых – жидкие и газообразные, вторые – преимущественно газообразные, третьи – жидкие, твердые и газообразные.

Седиментационно-диагенетические УВ дифференцированы по сохранению в соответствии с общей дифференциацией осадочного вещества и подчиняются литодинамическим закономерностям седиментационного процесса; характеризуются синхронностью образования и преобразования с минеральной осадочной средой, рассеянной формой нахождения в осадочной среде и отсутствием локализации на уровне обстановки осадконакопления (фации); в непрерывном латеральном ряду обстановок осадконакопления показывают устойчивые закономерности количественного и качественного состава в зависимости от условий седиментации – диагенеза; являются неотъемлемым компонентом осадочной среды, не нарушающим структурные особенности осадков (гранулометрический спектр) и при высоких содержаниях подчеркивают текстурные особенности осадков; связаны тесными биохимическими взаимодействиями с глинистой фракцией осадков – образование и преобразование органо-минеральных комплексов; максимальные содержания жидких и газообразных УВ, являющихся продуктом биохимического преобразования сингенетичного органического вещества (ОВ), приурочены к наиболее тонкодисперсным осадкам.

Факторы распределения в осадке – особенности литогенеза (мологенез, седименто-диагенез). Для обстановок с преобладающим поступлением аллохтонного ОВ определяющим фактором является литодинамика седиментации. Локальная аккумуляция ОВ данного типа всегда определяется границами обстановок осадконакопления, которые могут являться достаточно узкими, например, конусы выноса временных водотоков.

Критериями отнесения УВ к седиментационно-диагенетическим являются: их качественный состав, соответствующий биохимически преобразованному ОВ площадей водосбора и бассейна седиментации; закономерное увеличение содержания УВ от высокодинамичных обстановок седиментации к пассивным; соответствующие количеству и качеству ОВ диагенетические изменения минеральной среды осадка; сопоставимые для однотипных обстановок осадконакопления различных регионов фоновые содержания ОВ, в т. ч. УВ.

Эманационно-эпигенетические УВ асинхронны и эпигенетичны по отношению к современной минеральной осадочной среде, что выражается, прежде всего, в их химическом составе, – это УВ, прошедшие термокаталитическую стадию; появление этих углеводородов в современных осадках контролируется наличием глубинных продуктивных структур и проводящих фильтрационных зон; локализация зон с повышенным содержанием этих УВ не контролируется обстановкой осадконакопления или контролируется частично; содержание эпигенетических углеводородов в осадочной среде определяется интенсивностью эманационного потока и лишь отчасти подчиняется литодинамическим закономерностям бассейна седиментации; при наличии эпигенетических УВ в непрерывном

латеральном ряду обстановок осадконакопления нарушаются устойчивые закономерности диагенетических изменений минеральных компонентов осадков. Эманационно-эпигенетические УВ не нарушают структурные особенности осадков; определяют геохимические особенности аллотигенного диагенеза осадков, контрастирующего с “фоновыми” диагенетическими процессами; максимальные содержания жидких и газообразных УВ, являющихся результатом миграционных диффузионных и фильтрационных процессов, приурочены к песчано-алевритовым осадкам. Для регионов с нефтегазовой геолого-геохимической специализацией приходится учитывать тот факт, что эманационные УВ присутствуют практически повсеместно, создавая определенный геохимический фон.

Критериями отнесения УВ к эманационно-эпигенетическим являются: их качественный состав, соответствующий миграционной части УВ залежей, а также изотопный состав; аномальное увеличение содержания УВ, прежде всего газовых, над фильтрационно-проводящими зонами; аномальные диагенетические изменения минеральной среды осадка на фоне закономерных в латеральном ряду фаций; локализация аномальных зон, определяющаяся типом и составом УВ залежи, геотектоникой региона.

Техногенно-эпигенетические УВ асинхронны и эпигенетичны по отношению к современной минеральной осадочной среде; появление этих углеводородов в современных осадках контролируется размещением техногенных источников на поверхности литосферы и/или возможностью аварийного выброса при разработке месторождений УВ сырья; локализация зон с повышенным содержанием этих УВ не контролируется обстановкой осадконакопления или контролируется частично.

Особенности взаимодействия техногенно-эпигенетических УВ с осадочной средой зависят от их качественного состава и концентрации. Они существенно нарушают структурные особенности осадков и, как следствие, их литодинамические параметры; характеризуются спецификой перераспределения отдельных УВ-фракций по гранулометрическому спектру осадков; при частичной проницаемости осадков формируют вторичные текстуры “проникновения”, подчеркивающие различие в фильтрационно-емкостных параметрах осадочных отложений; качественный состав дифференцирован по гранулометрическим фракциям осадков.

Критериями отнесения УВ к техногенно-эпигенетическим являются: их качественный состав и соотношение содержаний малополярных и неполярных УВ к их общему содержанию в осадке; аномальное увеличение содержания УВ, прежде всего тяжелых ароматических и смолисто-асфальтовых; аномальные диагенетические изменения минеральной среды осадка на фоне закономерных в латеральном ряду фаций, включая резкие изменения в структуре осадков; установление пространственной приуроченности аномальных зон к источнику загрязнения, путей миграции загрязнения.

Распределение органического вещества в породах кембро-ордовикской толщи Ленинградской области

Органическое вещество осадочных пород, с одной стороны, отражает уровень развития биоценозов раннего палеозоя и их качественный состав, с другой стороны, его количественные критерии отражают геохимические условия, связанные с литодинамической активностью обстановок осадконакопления.

Рассеянное органическое вещество, содержащееся в кембро-ордовикских отложениях, разнообразно по своей природе и формам нахождения. Оно представлено или буровато-бесструктурным аморфным веществом, или обрывками измененной растительной ткани и хитинового вещества граптолитов, а также спорами и другими микрофитофоссилиями.

Для терригенных пород разреза кембрия – ордовика Ленинградской области определены средние концентрации $C_{орг}$ и выполнен расчет исходного количества $C_{орг}$ с использованием коэффициентов Н.М. Страхова и Э.С. Залмансон [1], а также по приближенным коэффициентам для пересчета содержаний органического вещества в отложениях разной степени катагенеза Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2]. В качестве исходных значений $C_{орг}$, помимо авторских, использованы данные В.А. Успенского [3], Р.Ж. Ульста [4], Е.С. Ларской [5].

Среднее содержание органического вещества (современное и исходное) в различных по возрасту и литологическому составу отложениях кембрия – ордовика приведено в таблице. Относительно низкое содержание органического углерода в отложениях нижнего кембрия согласуется с естественной бедностью этих отложений органическими остатками. В песчаных отложениях среднего – верхнего кембрия содержания органического вещества минимальны, за исключением глинистых прослоев, в которых количественный и качественный состав органического вещества приближается к таковому нижнекембрийских глин.

Своеобразные условия осадконакопления диктионемовых сланцев определили высокое содержание органического углерода в этих отложениях. Находки растительных тканей, спор и обогащение его гумусовыми компонентами свидетельствует о значительной роли органики растительного происхождения в этих отложениях. Поступление органического материала могло осуществляться как с близлежащей суши, так и за счет отмирания донной растительности прибрежных участков моря. Концентрации органического вещества способствовала низкая скорость осадконакопления и слабый эффект “разбавления” терригенным веществом.

²⁰ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург; tugarova@MTI0508.spb.edu

Содержание органического вещества в кембро-ордовикских осадочных породах

Параметры	С _{орг} осадков различных литодинамических обстановок осадконакопления					
	Осадки литодинамически пассивных обстановок			Осадки литодинамически активных обстановок		
	Глины (E _{1sw})	Глины (E _{2sb})	Аргиллит (O _{1kp})	Пески и песчаники (E _{2sb})	Песчаники (E _{3ld})	Песчаники (O _{1ts})
Выборка	8	4	15	7	4	3
С _{орг} совр., %	<u>0,33</u> 0,13–0,87	<u>0,29</u> 0,12–0,51	<u>10,8</u> 2,9–12,0	<u>0,14</u> 0,01–0,20	<u>0,20</u> 0,05–0,47	<u>0,21</u> 0,01–0,51
С _{орг} исх., %*	0,45	0,40	12,80	0,16	0,26	0,32
С _{орг} исх., %**	0,49	0,45	14,90	0,21	0,30	0,32

Примечания: * Подсчет с использованием коэффициентов Н.М. Страхова и Э.С. Залмапсон. ** Подсчет по приближенным коэффициентам Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис.

В целом в отложениях изученного разреза наблюдается закономерное увеличение органического потенциала, диа-катагенетического расхода С_{орг} в рядах песчаных и глинистых пород от нижнего кембрия к нижнему ордовику.

Проведенные сравнения рассчитанных исходных содержаний С_{орг} с данными по современным осадкам различных литодинамических обстановок седиментации позволяют разбить изучавшиеся отложения на две группы: литодинамически активные – с содержанием среднего исходного С_{орг} менее 0,35 % и литодинамически пассивные – с содержанием среднего исходного С_{орг} более 0,40 %.

В ходе выполнения исследований были проведены палинологические исследования для пород изучавшегося разреза. Цель исследований заключалась в определении палинофациальных особенностей отложений на основе выявления закономерностей содержания различных компонентов органического вещества в палинологических препаратах в зависимости от динамики развития палеобассейна и от фациальных обстановок осадконакопления. Для пород разреза выявлены качественные и количественные изменения содержаний растительного детрита, сапропелевого органического вещества, состав микрофитофоссилий (трихомы, сфероморфиды и др.).

Наиболее убедительно на данный момент выглядят данные по палинологическому анализу саблинской толщи, которые отражают относительно мелководные высокодинамичные условия морского опресненно-го бассейна. В осадках ладожской свиты присутствует ассоциация водо-

рослей, характерная для морского бассейна с нормальной соленостью. Интересно, что в палинологических препаратах, полученных из песчаников тосненской свиты, полностью отсутствуют представители морского фитопланктона, условия образования этих отложений трактуются как континентальные либо как прибрежно-морские сильно опресненные. Единичный палинопрепарат из углистых аргиллитов копорской свиты показал бедный видовой состав, что может быть связано со специфическими условиями сероводородного заражения осадков. Обращает на себя внимание тот факт, что размеры микрофитофоссилий, идентифицированных в осадках, близки к модальным размерам минеральных зерен, что заставляет предположить их литодинамическую сортировку на стадии осадконакопления.

Литература

1. *Страхов Н.М., Залманзон Э.С.* Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии // Известия АН СССР. Сер. геол. № 1. 1955.
2. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988.
3. *Успенский В.А.* Распределение органического вещества в осадочных породах нижнего палеозоя Ленинградской области. 1950. Фонды ВНИГРИ.
4. *Ульст Р.Ж.* Нижнепалеозойские и силурийские отложения Прибалтики и содержание в них рассеянного органического вещества. АН Латв. ССР, 1959.
5. *Ларская Е.С.* Фациальные обстановки седиментогенеза и фоссилизация органического вещества в осадках / Накопление и преобразование сидикахитов. Под ред. Н.Б. Вассоевича. М.: Наука, 1979. С. 87–94.

Ю.Г. Цеховский, И.Е. Стукалова, И.М. Гусев²¹

Формирование мощных пластов угля в мезозойских грабенах Западного Забайкалья

Континентальные угленосные юрские и нижнемеловые отложения широко развиты на территории Западного Забайкалья. Они заполняют здесь цепочки небольших удлиненных приразломных впадин (обычно односторонних грабенов), ширина которых изменяется от нескольких до 10–20 км. Особенностью их строения является высокая угленасыщенность, присутствие мощных и сверхмощных пластов углей, а также быстрая фациальная смена в прибортовых разрезах тонкообломочных угленосных отложений мощными толщами грубообломочных пород. В публикациях М.С. Нагибиной, Б.А. Иванова, Е.П. Бутовой, К.В. Боголе-

²¹ Геологический институт РАН, Москва; tsekhovsky@ginras.ru

пова, Н.А. Логачева, В.М. Скобло и других характеризуемые отложения относятся к угленосным формациям (семейству межгорных угленосных моласс). Традиционно считается, что их формирование происходило в узких грабенах среди горного рельефа, во многом похожего на современный [1, 2]. При этом в работах геологов не объяснены причины интенсивного углеобразования в данных структурах, синхронно с активным привносом из горных областей денудации большого объема грубообломочного материала, который должен был подавлять образование торфяников в древних межгорных долинах.

Строение и состав угленосных толщ. Исследования последних лет [4] позволили значительно уточнить существующие представления об условиях формирования мезозойских толщ на территории Западного Забайкалья. Было установлено, что большинство из них (за исключением нижнеюрских) принадлежат к фэновой формации, которая заполняла грабены среди равнинного рельефа. С этим связана их высокая угленасыщенность, преобладание неокатанных, плохо сортированных обломков среди грубообломочных пород, наличие в осевых частях удлиненных впадин равнинного аллювия с широким развитием пойменных озер и болот и отсутствие здесь отложений горных рек. В характеризуемом регионе к фэновым формациям относятся средне-верхнеюрские отложения тугнуйской и галгатайской свит и нижнемеловые отложения муртойской, убукунской, селенгинской и холбольджинской свит. Из них угленосными (содержащими промышленные пласты угля) являются тугнуйская, селенгинская и холбольджинская свиты.

В среднеюрской тугнуйской свите, на территории одноименной впадины известны 5 месторождений каменных углей. Количество продуктивных пластов изменяется от одного до 30, а их максимальные мощности на Никольском и Олень-Шибирском месторождениях достигают соответственно 50 и 45 м [1]. Месторождения нижнемеловых углей селенгинской и вышележащей холбольджинской свит располагаются в Иволгинско-Удинской и Гусиноозерской впадинах. В последней на одноименном месторождении установлено максимальное (до 70) число угольных пластов. При этом в селенгинской свите выявлено до 16 рабочих пластов с максимальной мощностью до 11,6 м. Наиболее угленасыщенная холбольджинская свита содержит 16–17 рабочих пластов мощностью от 2–4 до 30–53 м [1, 2].

Авторами исследовался вещественно-петрографический состав и степень преобразования [3] юрских и нижнемеловых углей из Тугнуйской впадины (Олень-Шибирское месторождение, участок Саган-Нур) и Гусиноозерской впадины (одноименное месторождение, участки Байн-Зурхе и Холбольджинский). Изученные угли, автохтонные, гумусовые, в основном состоят из остатков древесных тканей растений. Накопление торфяников осуществлялось в лесных болотах с быстрым прогибанием (погружением) области аккумуляции и захоронением торфяников. В пользу этого вывода свидетельствует хорошая сохранность в углях первичной

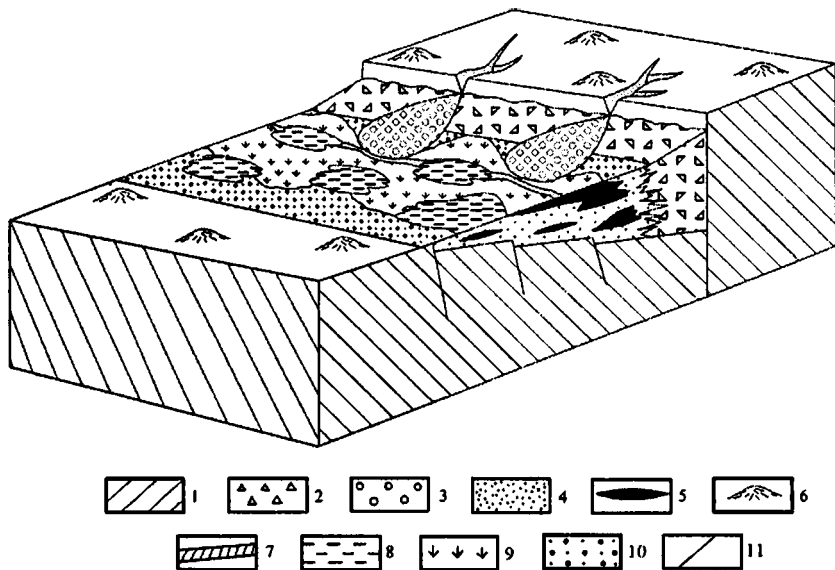


Рис. Характер осадконакопления и модель ландшафтов в эпоху образования юрско-нижнемеловой угленосной фэновой формации

1 – кристаллические породы фундамента; 2–5 – фации угленосной фэновой формации: 2 – делювиальные и коллювиальные у подножья склона бортового уступа грабена (брекчии с включениями глыб, цементированные дресвяники), 3 – пролювиальные и селевых потоков (конгломераты и гравелиты с включениями валунов и глыб), 4 – аллювиальные с линзами делювиально-пролювиальных, слагающие осевые участки грабенов (преимущественно песчано-алеврито-глинистые), 5 – торфяники; 6 – возвышенная денудационная холмистая равнина; 7–10 – ландшафт долины равнинной реки (7 – русло, 8 – пойменные озера, 9 – пойменные торфяные болота, 10 – прибортовые участки речной долины, сложенные аллювием с линзами делювиально-пролювиальных отложений); 11 – разломы

(телинитовой и посттелинитовой) структуры растительных тканей, которые захоронялись, не успев полностью разложиться, и лишь испытывали преобразование на начальной стадии диagenеза.

По результатам исследований нижнемеловые угли из холбольджинской свиты находятся на стадии метаморфизма O_2-O_3 , марка – бурые угли B_2-B_3 . Угли из нижнемеловой селенгинской свиты, расположенной стратиграфически ниже холбольджинской, являются переходными разновидностями от бурых к длиннопламенным. Среднеюрские угли тугнуйской свиты находятся на стадии метаморфизма I и относятся к длиннопламенным каменным углям (марка Д).

Условия образования мощных пластов. Известно, что главными факторами, способствующими образованию мощных угольных пластов являются: бурный расцвет растительности в условиях гумидного климата, широкое развитие болотных фаций, непрерывное опускание областей торфонакопления в течение длительного времени, отсутствие массового привноса терригенного материала, подавляющего торфонакопление. Все эти факторы имели место в юрско-меловое время на территории Западного Забайкалья, где в узких удлиненных грабенах при погружении их дна накапливались угленосные толщи. Так как геологи относили данные отложения к семейству межгорных моласс, они были вынуждены связывать углеобразование на этой территории с горным рельефом.

При подобном подходе для объяснения внутриконтинентального углеобразования в небольших межгорных впадинах существует лишь одна модель, разработанная Г.А. Ивановым (1967) на примере мезозойских угольных месторождений Южно-Ферганской долины. Согласно этой модели, интенсивное углеобразование могло происходить здесь лишь при выравнивании окружающих областей денудации и *прекращении поступления грубообломочного материала на дно впадины*. Однако выше отмечалось, что в Западном Забайкалье синхронно с углеобразованием в грабенах у подножий их бортовых уступов возникал мощный шлейф, состоящий из грубообломочных пород. При этом источниками обломков служили не горы, а породы, слагающие бортовые уступы грабенов, формировавшихся в равнинном рельефе (рис. 1). В таких условиях у подножья уступа накапливались преимущественно “мусорные” отложения (с неокатанными, плохо окатанными, несортированными обломками) делювиальных или коллювиальных фаций, а также отложения временных потоков (пролювиальных или селевых фаций). Последние транспортировали обломочный материал по оврагам или балкам, прорезавшим крутые склоны грабенов.

Важно отметить малую скорость древних эрозионных процессов в пределах возвышенной денудационной равнины, окружавшей мезозойские грабены. Поэтому источником основной части терригенного материала, заполнявшего грабены, служили продукты разрушения пород, слагавших бортовые уступы и узкий шлейф у его подножий. За его пределами нередко длительное время существовали участки, лишенные терригенного осадконакопления, где прогибание дна грабена компенсировалось лишь непрекращающимся ростом торфяников. Это служило основной причиной высокой угленасыщенности формировавшихся отложений и способствовало образованию мощных и сверхмощных залежей углей. С учетом формирования преимущественно односторонних грабенов (см. рис. 1), когда активное погружение дна осуществляется лишь вдоль одного из бортов, именно сюда в большинстве случаев и смещалось мощное торфонакопление (как и формирование шлейфа грубообломочных пород).

Таким образом, интенсивное мезозойское торфонакопление и углеобразование на территории Западного Забайкалья во время формирова-

ния тугнуйской, селенгинской и холбольджинской свит контролировалось возникновением здесь грабенов в равнинных ландшафтах в условиях активизации нисходящих тектонических движений и стабилизации восходящих движений в областях денудации. В эпохи некоторого оживления восходящих вертикальных движений (при накоплении отложений галгатайской, муртойской и убукунской свит) в равнинных областях денудации вероятно увеличивалась контрастность рельефа и возрастала скорость эрозионных процессов. Это приводило к увеличению объема терригенного материла, поступавшего в грабены, который подавлял здесь рост торфяников, что способствовало формированию терригенных отложений без промышленных залежей углей в составе вышеназванных свит.

В целом проведенные исследования свидетельствуют, что в эпиплатформенных грабенах, возникших в равнинных гумидных ландшафтах, создавались идеальные условия для формирования мощных пластов углей (активное погружение областей аккумуляции и длительное существование болотистых участков, лишенных терригенного осадконакопления). Авторы считают, что разработанная модель мезозойского углеобразования на территории Западного Забайкалья может быть использована для объяснения происхождения мощных пластов угля в других регионах, где континентальное осадконакопление осуществлялось в небольших впадинах или грабенах. Кроме того, при палеогеографических и палеотектонических реконструкциях необходимо учитывать, что формирование тонкообломочных угленосных толщ, фациально сменяющихся грубообломочными отложениями, может происходить не только в межгорных впадинах или грабенах (как это обычно считается), но и осуществляться в эпиплатформенных структурах среди равнинных ландшафтов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 04-05-64148 и № 04-05-64045).

Литература

1. История верхнемезозойского угленакопления на территории Бурятской АССР и юго-восточной части Ленского бассейна. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 335 с.
2. Писцов Ю. П. Раннемеловой рельеф Забайкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1992. № 8. С. 39–47.
3. Цеховский Ю. Г., Стукалова И. Е., Гусев И. М. Закономерности углеобразования в мезозойских грабенах Западного Забайкалья // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2005. Вып. 15. С. 94–107.
4. Цеховский Ю. Г., Янакурт О. В., Гусев И. М. Равнинные фэновые формации в юрско-меловых грабенах Западного Забайкалья // Литология и полез. ископ. 2005. № 6. С. 620–636.

Биокосные причины окварцевания коллекторов нефти

Постседиментационные преобразования минерального состава и структурного облика осадочных пород являются основными критериями при стадийном анализе. Для каждого уровня катагенеза специфичны определенные процессы кристаллогенеза и изменения формы порового пространства, но только в случаях, когда мы имеем дело с “фоновыми” явлениями, реализующиеся по близким механизмам в разных регионах. Существует много наложенных механизмов, которые не только создают некие новые характеристики пород, но и меняют диапазон глубин, на которых они проявляются [1]. Появление в песчаниках “кварцевитовой” конформнозернистой структуры обычно связано с поздним катагенезом и метагенезом [2]. Но почти во всех нефтеносных отложениях Татарстана, представленных терригенными породами среднего девона и бобринского горизонта нижнего карбона и органогенными известняками нижнего и среднего карбона, встречаются довольно мощные зоны сплошного окварцевания или окремнения. Наиболее развиты они в пределах северо-восточного склона Южно-Татарского свода и на его западном борту, где больше всего тектонических разрывных нарушений, но пространственная связь с зонами разломов в фундаменте проявляется слабо. Окварцевание пород обычно фиксируется либо выше нефтяных залежей, в их покрывках, либо в пределах самих регионально выдержанных коллекторов нефти. В этом случае высокопроницаемые на соседних площадях кварцевые песчаники приобретают “кварцевитовую” конформнозернистую структуру, а органогенные известняки, при сохранении реликтов биоморфной структуры, иногда полностью лишаются кальцита. При наличии в них каверн наблюдаются щетки кристаллов кварца размером до нескольких миллиметров. Важно, что даже для регионально выдержанных аргиллитов и глинистых алевролитов при их окремнении резко снижается интенсивность дифракции от всех слоистых силикатов и полевых шпатов, в них преобладают рефлексы кварца и диффузное гало аморфной фазы. Однако, использование специальных методов рентгенографии [3] для образцов с таких участков разреза фиксирует отражения минералов октаэдрического Al: скабронита, давсонита, алюминита и алунита [4].

Если появление “кварцевитовой” структуры еще можно объяснить катагенетической регенерацией песчаников, хотя и на не совсем типичной для этого процесса глубине порядка 1–1,5 км, то источником кремнезема и глинозема для однородной толщи органогенных известняков могут

²² НГДУ “Азнакаевскнефть”, Азнакаево, Татарстан

²³ Казанский государственный университет, геологический факультет, кафедра минералогии, Казань; krinari@kzn.ru

быть только продукты биокосного разложения аллотигенных силикатов и кварца. Но в реально преобладающем диапазоне изменений значения рН для пластовых вод (5–8,5) растворимость и подвижность глинозема ничтожна. Невозможно представить, что он способен к диффузии в пористой среде в форме Al^{3+} либо $(AlO_3H_2)^-$ на десятки метров от зон водо-нефтяных контактов, где идут биокосные процессы. Трудно так же объяснить, где и какие факторы создают геохимические барьеры, на которых происходит сброс кремнезема из раствора, так как окремнение фиксируется в независимости от состава и пористости пород.

Остается допустить, что реализующие биокосный процесс метаболиты микрофлоры, обитающей в зонах водо-нефтяных контактов, создают металло-органические комплексы с алюминием, образующие коллоидный раствор. Он, пока существует, может фильтрацией по тектоническим трещинам либо диффузионным путем перемещаться на большие расстояния. Очевидно, что подвижность этого раствора должна быть существенно ниже, чем кремнезема в любой растворенной форме. Поэтому фронт миграции кремнезема всегда будет опережать фронт миграции глинозема до тех пор, пока в силу разных причин они не окажутся в одном объеме геологического пространства. Известно, что появление в системе коллоидных форм алюминия резко снижает растворимость кремнезема [5], приводя к появлению окремнения на самых различных по глубинам частях разреза. Скорость коагуляции или кристаллизации кремнезема задает структурный облик пород. В одних случаях, как в карбоне, так и в девоне, наблюдается регенерационно-конформно-зернистая структура кварцевых песчаников, а в других их поровое пространство, без следов коррозии на поверхности зерен, оказывается заполненным пелитоморфным халцедоном. К причинам, задающим подобные различия, кроме проницаемости и геометрии пор, следует отнести и факторы, от которых зависит устойчивость коллоидов: значения рН, Eh и, главное, изменение солености пластовых вод.

Для подтверждения правомерности предлагаемого механизма явления необходимо было подтвердить присутствие в окварцованных породах не связанного с наличием нефти органического вещества, для чего использовался метод электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Он позволяет регистрировать сигналы от свободных радикалов в соединениях углерода до и после прогрева при разных температурах, что дает основания устанавливать генетическую природу органического вещества [6]. Эксперимент проводился на окремнелом известняке, сохранившем реликты биоморфной структуры, но практически лишенном $CaCO_3$ и взятом на достаточном удалении от зон нефтенакпления (Азнакаевская пл., скв. № 40106, глубина отбора 1177,2 м). В исходном состоянии образец не обнаружил сигнала от свободных радикалов, которые характерны для органики нефтяного ряда. Отсутствовали и сигналы от углефицированных растительных остатков. Но после прогрева до 600 °С на спектре появилась узкая линия с g-фактором 2,0027, специфичная для

пород, ранее подвергавшихся биокосным воздействиям, например мраморных ониксов, образованных с участием биоценоза почв [7].

В ряде случаев, особенно для толщи бобриковского горизонта, условия, необходимые для сброса кремнезема, реализуются при периодической разгерметизации покрышки над продуктивными песчаниками. При этом уровень ВНК смещается вверх по отношению к региональному, а в проницаемые породы иногда поступают по тектоническим нарушениям высокоминерализованные воды из девонских отложений, стимулируя окварцевание. Если в пласт, при разгерметизации покрышки, поступают слабоминерализованные воды карбона, то окварцевания не происходит, но породы, никогда не содержавшие нефти, можно отличить от вторично обводненных по присутствию в них малой примеси минералов октаэдрического алюминия. Таким образом, в пределах конкретных нефтепромысловых объектов на уровне потенциальной нефтеносности часто наблюдаются и продуктивные, и окремненные, и вторично обводненные коллекторы при очевидной близости их исходного литологического облика.

Прогнозирование пространственной локализации зон окварцевания имеет большое прикладное значение еще и потому, что если окремнению подверглись нефтеносные ранее песчаники, то по данным ГИС они могут интерпретироваться как продуктивные, что снижает эффективность нефтепоисковых работ и осложняет выбор оптимальных схем нефтедобычи.

Литература

1. Янаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
2. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
3. Кринари Г.А., Акдасов Э.И., Семёнов А.В. Высокочувствительная рентгеновская порошковая дифрактометрия – методические основы и пути практического использования / Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов. Казань: Изд-во КГУ, 1997. С. 57–67.
4. Ахметов Н.З., Бахтин А.И., Васильева Т.Л., Королёв Э.А., Кринари Г.А., Морозов В.П. и др. Возможности предварительной оценки продуктивности карбонатных коллекторов по литолого-минералогическим данным // Георесурсы, Казань, КГУ. 2001. № 2 [6]. С. 8–15.
5. Айлер Р. Химия кремнезема. Т. 1. М.: Мир, 1982. 416 с.
6. Муравьёв Ф.А., Винокуров В.М., Галеев А.А., Низамутдинов Н.М. и др. Парамагнитные свойства и дифференциация рассеянного органического вещества в пермских осадочных породах Татарстана / Материалы чтений, посвященных 170-летию Н.А. Головкинского, 160-летию А.А. Штукенберга, 200-летию Геологического музея. Казань: Изд-во КГУ, 2005. С. 107–126.
7. Кринари Г.А., Шинкарёв А.А., Гиниятуллин К.Г. Абиогенная и биогенная деградация минералов: различия, механизмы и практические приложения // ЗРМО. 2005. № 1. С. 18–32.

Палеопотамическое изучение нижних промышленно-угленосных формаций Донецкого и Львовско-Волынского бассейнов

Палеопотамический (палеопотамологический) анализ угленосных отложений является перспективным направлением в угольной геологии. Основная его цель – реконструкция древних гидрографических систем (или отдельных рек) в пределах угленосных провинций, установление закономерностей их развития и степени влияния на условия образования угленосных формаций вообще и угольных пластов в частности. Одним из прикладных аспектов использования результатов палеопотамических исследований является установление морфологических особенностей угольных пластов (мощность, размывы, замещения и др.), имеющих важное значение для качественного ведения поисково-разведочных и горно-эксплуатационных работ. Несмотря на большое количество опубликованных работ, посвященных аллювиальному литогенезу [1], в настоящее время отсутствуют специальные работы, освещающие методику палеопотамического анализа угленосных формаций.

Излагаемые в докладе материалы основаны на сравнительном изучении нижних промышленно-угленосных формаций карбоновых параличских мегаформаций Донецкого (ДБ) и Львовско-Волынского (ЛВБ) бассейнов. При этом мы исходили из основного положения, при котором палеопотамические исследования, так же как и изучение морфологии угольных пластов, должны иметь характер крупномасштабного геологического картирования [2]. Это позволит получить сведения, способствующие разностороннему анализу аллювиальных образований и воссозданию ранее существовавших гидрографических систем. Палеопотамические исследования были проведены на всей территории ЛВБ, а также в области распространения нижнекарбоновой угленосной формации ДБ (Западный и Южный Донбасс). Особое внимание было уделено анализу соответственно самарской и бужанской свит, к которым приурочены основные промышленные угольные пласты и по которым имеется большой фактический материал о размывах, замещениях угольных пластов, полученный геологами в шахтах. Главные этапы работ и исследования, составляющие основу палеопотамического анализа, показаны на рис. 1. В качестве дополнения отметим, что сведения о распространении аллювиальных отложений, выявленных при построении фациальных профилей, а также при проходке подземных выработок, были нанесены на планы горных работ шахт масштаба 1:5000, карты морфологии угольных пластов и систематизированы. Значительное количество точек

²⁴ Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина; vitaly@shulga.com.ua

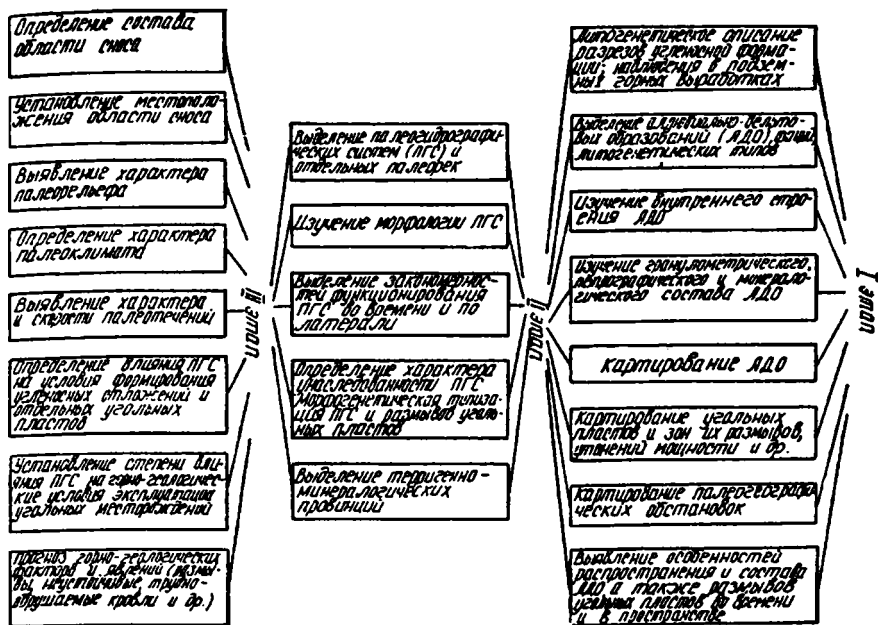


Рис. 1. Палеопотамический анализ угленосных формаций

наблюдения, относительно равномерное расположение их на площади, довольно точная увязка фациальных профилей позволили выявить особенности внутреннего строения и площадного распространения отложений палеорек. Важное значение для выделения на следующем этапе исследования палеогидрографических систем (ПГС) имело построение в масштабе 1:100000 карт распространения отложений русел рек относительно синхронных частей угленосной формации, какими являются седиментационные циклы первого порядка. Совместное картирование отложений палеорек и угольных пластов дает возможность выявить особенности распространения аллювиально-дельтовых отложений, а также размывов и замещений угольных пластов во времени и в пространстве. На втором этапе исследования были осуществлены анализ и систематизация данных о развитии в разрезе и на площади аллювиальных образований и на этой основе – выделение ПГС. При этом принимались во внимание конфигурация зон распространения речных отложений, размывов и замещений угольных пластов, пространственная ориентация направления падения косых слоев в косослоистых сериях, а также ориентировка растительных остатков, установленные в подзоне горных выработках, и другие признаки. Дальнейший анализ закартированных аллювиальных отложений, принадлежащих к той или иной гидрографической системе, дал возможность выявить морфологию ПГС, их функцио-

нирование во времени и в латеральном направлении, определить характер унаследованности речных систем, осуществить морфогенетическую типизацию размывов и замещений угольных пластов. Систематизация результатов минералогического анализа песчано-алевритовых отложений применительно к принадлежности их к выделенным речным системам способствовала установлению терригенно-минералогических провинций и определению местоположения и состава области сноса на третьем этапе исследования.

Палеопотамические реконструкции показали, что на территории ДБ в период формирования нижнекарбоновой (верхневизейско-раннесерпуховской) промышленно-угленосной формации существовали четыре крупные унаследованные ПС северо-восточного простирания: Каховская, Никопольская, Мелитопольская и Бердянская (рис. 2). Истоки речных систем в основном располагались в пределах Причерноморской впадины и Крыма, где размывались осадочные и метаморфические породы. Неоднородный состав области сноса определил существование в пределах Каховской системы гранат-хлоритовой терригенно-минералогической провинции, в пределах Никопольской и Мелитопольской систем – турмалин-циркон-хлоритовой, а в области Бердянской – циркон-турмалин-рутиловой провинции. На территории ЛВБ в позднем визе – раннем башкире функционировали три крупные унаследованные ПС субширотного простирания (Луцкая, Горохово-Ровенская и Дубненская) и одна (Ковельская), ориентированная с северо-востока на юго-запад (см. рис. 1 в статье В. Ф. Шульги и др. в данном сборнике). Истоки всех речных систем находились восточнее – в области Украинского щита. Так же, как и в ДБ, область питания была неоднородной по петрографическому составу. В области распространения отложений Луцкой и Горохово-Ровенской систем выделяется гранат-апатит-цирконовая терригенно-минералогическая провинция, в пределах Дубненской – апатит-циркон-гранатовая. Образования речных систем обоих бассейнов весьма сходны между собой. Для них характерно широкое развитие песчано-алевритовых отложений с косой слоистостью (в т. ч. с ритмической сортировкой зерен), многоярусное строение, залегание с размывом на подстилающих отложениях, полосовидный характер расположения на площади, утонение гранулометрического состава пород вверх по разрезу, парагенезис с отложениями болот и зарастающих водоемов.

Палеореки оказывали существенное влияние на условия образования угленосных формаций. Максимумы проявления речной деятельности, отразившиеся в широком развитии песчано-алевритовых осадков устьев и низовьев рек, соответствуют этапам поднятий местности и значительному распространению континентальных обстановок, благоприятствующих формированию палеоторфяников. С другой стороны, речная деятельность отрицательно влияла на угленосность разреза, обуславливая размывы, замещения материнского вещества углей терригенными осадками во время их образования, а также последующее разрушение

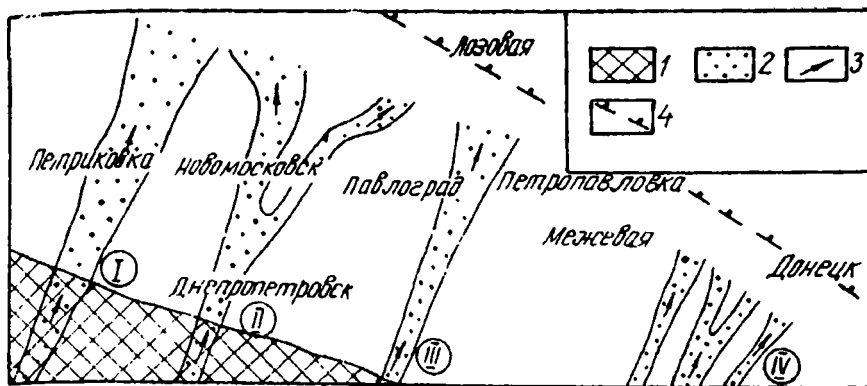


Рис. 2. Палеогидрографические системы Донбасса

1 – суша, 2 – палеогидрографические системы, 3 – направление течений, 4 – генетическая граница распространения угленосной формации. Речные системы (римские цифры в кружках): I – Каховская, II – Никопольская, III – Мелитопольская, IV – Бердянская

угольных залежей в связи с унаследованным характером палеорек. С этим связано присутствие в Западном Донбассе полосовидных площадей северо-восточного простирания, характеризующихся значительным снижением угленосности. В ЛВБ угольные пласты наиболее поражены размывами и замещениями в областях деятельности Ковельской и северной части Горохово-Ровенской систем на севере бассейна, а также Дубненской системы – в центральной его части. Приведенные примеры иллюстрируют значение палеопотамических исследований для выявления природы морфологии угольных пластов и ее прогнозирования. Реконструкции ПС и данные о составе, строении, характере распространения связанных с ними песчано-алевритовых отложений, отличающихся от других образований повышенной крепостью, пористостью и проницаемостью, необходимо учитывать при прогнозировании труднообрушаемых кровель, условий обводненности горных выработок, поисках источников водоснабжения, изучении путей миграции и концентрации химических элементов, определении закономерностей распространения газодинамических явлений, дегазации угольных месторождений.

Литература

1. Аллювиальный литогенез. Минск: Наука и техника, 1975. 298 с.
2. Шульга В.Ф. Нижнекарбоновая угленосная формация Донецкого бассейна. М.: Наука, 1981. 175 с.

Сравнительный анализ экзотических включений в угольных пластах

Несмотря на то, что находки валунов и галек магматических, метаморфических и осадочных пород в угольных пластах различных бассейнов земного шара известны уже более 150 лет, интерес к их изучению не ослабевает. С одной стороны, это объясняется необычным характером данного явления, а с другой – возможностью использования его исследования для решения широкого круга научных и практических задач. В угольных пластах визейско-раннебашкирской угленосной формации Львовско-Волынского бассейна (ЛВБ), расположенного на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы, более 20 экзотических включений было обнаружено в пяти угольных пластах бужанской свиты на полях пяти шахт (рис. 1). Размер галек составляет 3–8 см, а валунов – 12–40 см. Вес последних достигает 20 кг и более. Все они хорошо окатаны, имеют караваявидную, эллипсовидную, яйцевидную форму. Экзотические включения встречаются в нижней, средней и верхней частях угольных пластов. Во всех местонахождениях валуны и гальки образуют с вмещающим их углем резкий контакт. При этом уголь вокруг них, как правило, слабо перемят, а углистые прослои огибают их. На севере бассейна (Нововолынский район) валуны и гальки представлены в основном (85 %) магматическими породами кислого состава (гранит-порфиры, микроклиновые граниты, фельзит-порфиры) и в меньшей степени кварцитами. В центральной части ЛВБ (Червоноградский район) в основном встречаются включения песчаников (75 %). Менее развиты валуны эффузивов кислого состава, сиенит-порфиритов, мраморизованных известняков. В карбоновой угленосной формации Донецкого бассейна (ДБ) многочисленны валуны и гальки (более 200 экземпляров) обнаружены на всей его территории в угольных пластах башкирского (свиты C_2^3 , C_2^4 , C_2^5) и московского (свита C_2^7) ярусов среднего карбона. Наибольшее число экзотических включений (около 70 %) найдено в пластах угля свиты C_2^5 . Преобладают валуны (80 %) размером 10–30 см и весом 10–20 кг. Редко их габариты достигают 60 см, а вес – 62 кг. Наиболее развиты хорошо окатанные включения эллипсовидной, шаровидной, караваявидной форм. Они в основном представлены метаморфическими (50 %) и магматическими (30 %) порода-

²⁵ Институт геологических наук НАНУ, Киев, Украина

²⁶ Харьковский государственный университет, Харьков, Украина

²⁷ Донецкий национальный технический университет, Донецк, Украина:
vitaly@shulga.com.ua

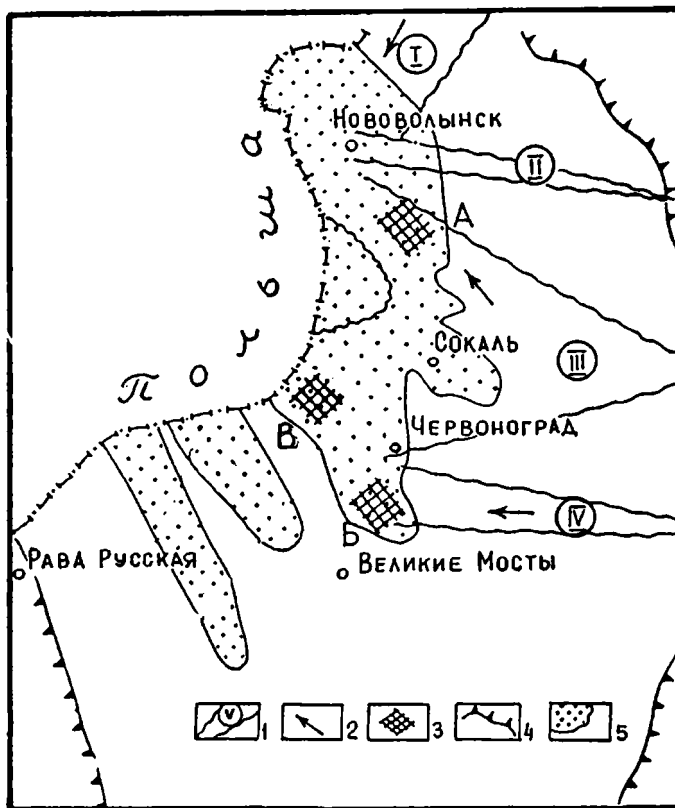


Рис. 1. Местонахождения экзотических включений в угольных пластах и ниже-среднекаменноугольные палеогидрографические системы Львовско-Волынского бассейна

1 – палеогидрографические системы: I – Ковельская, II – Луцкая, III – Горохово-Ровенская, IV – Дубненская; 2 – преобладающее направление водотоков; 3 – местонахождения включений в угольных пластах: А – в Нововолыньском районе, Б, В – в Червоноградском (Б – шахты 5, 8, 9; В – шахта 10); 4 – современная граница карбоновой угленосной формации; 5 – разведываемая и осваиваемая промышленностью часть бассейна

ми. Установлены четыре терригенно-минералогические провинции: Юго-Западная и Западная (Донецко-Макеевская) – граниты, фойзит, плагиоаплиты, кварц-хлоритовые сланцы, полимиктовые песчаники, гранатовые гнейсы, ортофиры; Северная (Краснодонская) – гранат-биотитовые гранодиориты, граниты, диабазы с халцедоном и актинолитом, кварцевые порфиры, песчаники (в основном граувакковые), известняки; Северо-Восточная (Белокалитвенская) – гранодиорит-порфиры,

фельзит-порфиры, кератофиры, гранатовые граниты, кварциты, гранат-мусковит-кварцевые сланцы и гнейсы; Юго-Восточная (Новошахтинская) – гранодиориты, кварцевый диорит, серицитовые гранито-гнейсы, кварцевые порфиры и диорит-порфиры, кварц-мусковит-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, песчаники и кварциты.

Нахождение валунов и галек в пластах угля разными исследователями объясняется переносом их плавающими льдами, морскими водорослями, обвивающимися вокруг камней, корнями и в дуплах деревьев, захватыванием камней в палеоторфяники корнями деревьев из подстилающих их речных отложений [2]. Учитывая тропический и субтропический климат карбона Евразийской палеофлористической провинции, в пределах которой располагались ЛВБ и ДБ [3], отсутствие экзотических образований в аллювиально-дельтовых отложениях, подстилающих или замещающих по площади пласты угля, мы приходим к выводу о наиболее вероятном переносе валунов и галек в корнях деревьев, произраставших на периферии зон углеобразования, и транспортируемых палеореками к современным местам их нахождения. Не исключен перенос описываемых образований также “всплывающими торфяными островами”, что подтверждается наблюдениями над современными отложениями [4]. Хорошая окатанность, а также крупные габариты экзотических включений предполагают первоначальную механическую обработку материала и образование валунов и галек в областях сноса и последующий их перенос в область торфонакопления. Такой механизм транспортировки хорошо согласуется с изучением распределения аллювиальных отложений как в ЛВБ, так и в ДБ. Из рис. 1 следует, что места нахождения экзотических образований в угольных пластах ЛВБ приурочены к Горохово-Ровенской и Дубненской палеогидрографическим системам. На рис. 2 четко прослеживается прямая зависимость между количеством находок валунов и галек в угольных пластах и распространением аллювиальных отложений в свитах угленосного карбона ДБ.

Сравнительное изучение экзотических включений способствовало решению ряда актуальных задач угольной геологии бассейнов. Установление терригенно-минералогических провинций по составу валунов и галек показало, что в ЛВБ в отличие от существующих представлений преимущественно западном (карпатском) направлении сноса обломочного материала [1], в период образования карбоновой угленосной формации область питания располагалась на востоке – в пределах Украинского щита (УЩ). Минералого-петрографический состав экзотических включений в углях ДБ указывает на то, что в карбоне областями сноса являлись УЩ, Воронежский массив, зона сочленения УЩ с Днепровско-Донецкой впадиной и Донбассом, Ростовский выступ УЩ. При этом перенос валунов и галек осуществлялся на расстояния, не превышающие 100–120 км. При общем сходстве формы и степени окатанности валунов и галек более крупные размеры валунов ДБ по сравнению с таковыми ЛВБ свидетельствуют о более интенсивной динамике водной среды,

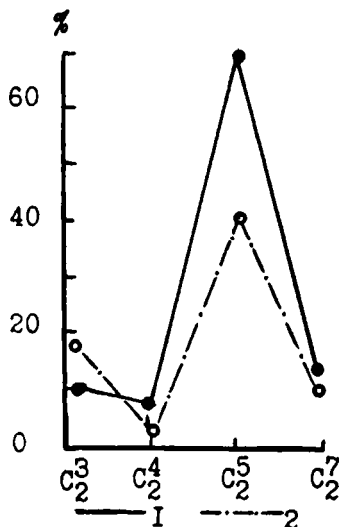


Рис. 2. Зависимость между количеством находок экзотических включений в угольных пластах и распространением аллювиальных отложений в свитах угленосного карбона Донецкого бассейна

1 – находки валунов и галек, 2 – аллювиальные отложения

обусловленной большей расчлененностью палеорельефа. Данный вывод также подтверждается более грубозернистым составом аллювиальных отложений ДБ по сравнению с аллювием ЛВБ. Принимая во внимание вышеизложенный наиболее реальный механизм переноса, а также учитывая большое количество находок валунов, их внушительные размеры и массу, можно сделать вывод о значительных размерах “всплывающих торфяных островов” переносивших валуны, а также о крупных габаритах транспортировавших их деревьев. Отмеченное обстоятельство придает новый импульс решению одного из кардинальных вопросов учения об угленосных формациях: установлению соотношения масштабов автохтонного и аллохтонного образования. Следует также отметить исключительно важное значение исследования экзотических включений в угольных пластах для решения проблемы сокращения мощности торфа в процессе превращения его в уголь, а также уточнения синонимии угольных пластов.

Литература

1. Бобровник Д.П. Петрография осадочно-продуктивной товщі карбону Львівсько-Волинського вугільного басейну. Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1960. 122 с.
2. Залесский М.Д. Очерк по вопросу образования углей. Петербург, 1914. 94 с.
3. Криштофович А.Н. Палеоботаника. Л.: Гостоптехиздат, 1957. 650 с.

Условия формирования ниже-среднекембрийских черносланцевых отложений Сибирской платформы в районе среднего течения р. Лены

Черносланцевые кремнисто-карбонатные породы кембрийского возраста широко распространены на Сибирской платформе. Черные сланцы в течение долгого периода времени привлекают внимание ученых потому, что считаются основными продуцентами углеводородов нефтяных залежей. В связи с этим, восстановление условий их формирования является актуальной задачей исследования. Представляет также интерес установление факторов седиментации, влияющих на накопление ОВ. В настоящей работе проведено литологическое изучение керна ботомско-амгинских пород из скважин Хоточу-7 и Красный ручей-5, расположенных в районе среднего течения р. Лены (г. Покровск, п. Бестях). По возрастному диапазону породы отвечают иниканской свите.

Иниканская свита в разрезе скважины Красный ручей-5 имеет мощность 120 м, в скважине Хоточу-7 – 86 м. Свита в изученных разрезах перекрывается зеленовато-серыми известняками оленекской свиты, подстилается – бурими микритовыми известняками пестроцветной свиты и разделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю части, отличающиеся по литологическим характеристикам и значениям ряда геохимических показателей (степени пиритизации, индекса химического выветривания и др.). Среднее содержание органического углерода в нижней части свиты скважины Красный ручей-5 составляет 0,09 %, в средней – 2,83 %, в верхней – 1,13 %, скважины Хоточу-7 – 0,06 %, 4,63 % и 1,57 % соответственно. Таким образом, условия во время формирования средней части свиты были наиболее благоприятными для накопления и захоронения ОВ, особенности которых рассмотрены ниже.

В нижней части разрезов преобладают известняки микрокристаллические с прослоями смешанных карбонатных микрокристаллических пород. Для пород характерны микроонколиты, брекчии и оползневые текстуры, что свидетельствует о том, что рассматриваемые отложения формировались в условиях подводного склона. Средняя часть разрезов представлена переслаиванием микрокристаллических смешанных угле-

²⁸ Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск; edervg@uiggm.nsc.ru

родисто-карбонатных пород, известняков и силицитов. Слоистость пород, главным образом, горизонтальная, реже косая. Силициты представлены спикулами губок, фаунистическими остатками округлой формы (?) и микрокристаллическим кремнистым материалом, т. е. имеют пелагическую природу. Смешанные углеродисто-карбонатные прослои массивные и имеют микрокристаллическую структуру. Вероятно, они сформировались в гемипелагических условиях. Согласно текстурному анализу, известняки микритовые средней части разрезов имеют различный генезис. Одни характеризуются градационной слоистостью и несогласно (со следами размыва) залегают на смешанной углеродисто-карбонатной породе или силиците, что свидетельствует об их турбидитной природе. Такие турбидитные образования отлагались на более позднем этапе формирования средней части изученного разреза скважины Красный ручей-5. Другой тип микрокристаллических массивных известняков размывает материалом смешанной углеродисто-карбонатной породы и согласно залегают на подстилающих породах. Этот генетический тип известняков характерен для скважины Хоточу-7 и, вероятно, был образован в гемипелагических условиях.

Согласно индексу химического выветривания и показателям гидrolизатного модуля, изучаемые отложения формировались в условиях аридного климата. Это подтверждается существованием солеродного бассейна в это время на территории Сибирской платформы [1]. Как известно, для бассейнов аридных зон характерна стратификация по солености. А. Рибуло [3], изучая доманикиты Русской платформы, также формировавшиеся в условиях аридного климата, предположил, что турбидитные потоки нарушали плотностную стратификацию вод бассейна, позволяя питательным веществам, необходимым для развития органической жизни, проникать в донные воды. В нашем случае, проведенный текстурный анализ позволил установить, что отрицательным фактором для формирования осадков иниканской свиты, богатых ОВ, явились проксимальные турбидитные потоки, существенно размывающие углеродисто-карбонатный осадок. В то же время потоки меньшей скорости и плотности (предположительно, наиболее дистальные турбидиты), способствовали отложению углеродистых осадков.

Текстурные особенности пород, отсутствие оползневых образований и появление кремнистых прослоев (спикулитов) в средней части свиты позволяют сделать вывод, что эти осадки формировались в более глубоководных условиях по сравнению с осадками нижней части разрезов – обстановках бассейновой равнины, по Дж. Уилсону [2]. Верхняя часть изученных разрезов представлена в основном доломитами тонкослоистыми, с градационной слоистостью и редкими прослоями оолитового известняка и смешанных углеродисто-карбонатных пород, образовавшихся из турбидитных потоков. Таким образом, при переходе от средней части к верхней произошло некоторое понижение уровня моря, и изучаемые разрезы попали в зону бассейновой равнины, более прибли-

женной к склону – область распространения турбидитов. Во время формирования рассматриваемой части разрезов происходило осаждение материала турбидитных потоков и гемипелагическое осаждение углеродисто-карбонатных осадков. Донная кремнистая фауна в условиях замутненности воды в этих условиях существовать не могла.

Согласно показателям степени пиритизации железа, породы верхней и нижней частей изученных разрезов в диагенезе формировались в условиях переходных между окислительными и восстановительными (0,5–0,6), во время формирования средней части разреза преобладали восстановительные условия (более 0,7), т.е. наиболее благоприятные для захоронения ОВ. Анализ показателя нормативной щелочности позволил установить, что породы разреза являются преимущественно нормально-щелочными, т.е. без примеси вулканокластического материала (менее 0,4). Среди постседиментационных изменений пород отмечается стилолитизация, трещиноватость, кальцитизация и битуминизация трещин, характерные в большей степени для нижней и средней частей свиты, доломитизация пород, особенно широко проявленная в верхней части свиты, пиритизация фаунистических кремнистых остатков.

Литература

1. Жарков М.А. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы // Сов. геология. 1966. № 2. С. 32–45.
2. Уилсон Дж. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
3. Riboulleau A., Baudin F., Deconinck J.-F. et al. Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Volga Basin, Russia). 2003.

Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис²⁹

Новый вклад в геохимию углей

Неорганическое вещество углей (НОВ) является гетерогенной смесью минеральных и неминеральных веществ биогенной, хемогенной и кластогенной природы [3–5]. Средние содержания элементов-примесей в углях («угольные кларки») столь же важны для геохимии, как и любые другие кларки (земной коры, осадочных и магматических пород, живого вещества). Впервые работы по оценке угольных кларков были проведены нами в 1980-х годах, результаты опубликованы в монографии 1985 г. [5]. Однако в последние декады XX века в геохимии угля произошли

²⁹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, Россия. Ketris@geo.komisc.ru

большие изменения. Резко обострившаяся проблема защиты окружающей среды вызвала к жизни большой поток публикаций с анализами углей на так называемые токсичные элементы-примеси, к числу которых относят Be, Hg, As, Sb, Cr, Mn, Cu, Pb, Zn, U и некоторые другие. Следовательно, банк аналитических данных для этих элементов значительно увеличился. Геологическая служба США впервые в мире создала Базу данных по углям, включающую анализы на элементы-примеси более 13000 проб [6]. Кроме того, сильно возросла добыча угля в развивающихся странах, таких, как Испания, Турция, Греция в Европе, Индия в Азии, Бразилия и Перу в Южной Америке, Нигерия в Африке и т. д., причем в рамках широкого международного сотрудничества анализы этих углей производятся с применением современных аналитических методов. Все это сделало актуальным новый расчет угольных кларков элементов-примесей (табл. 1) по методике, которая несколько отличается от той, которая использовалась нами в 1985 г.

Как и ранее [2], содержание элемента в г/т угля будем называть *угольным кларком*, а в г/т золы – *зольным кларком*. Зольный кларк используется для получения фундаментальной геохимической характеристики элемента – *зольного КК* (кларка концентрации), получаемого как частное от деления зольного кларка на кларк осадочных пород [1] (для углей Мира) или на геохимический фон данной угленосной толщи (для углей конкретного месторождения или бассейна). *Зольные КК количественно выражают интенсивность действия угля как геохимического барьера*. Ранее величины зольных КК назывались нами коэффициентами типоморфности [3, 5], теперь мы заменили этот неудачный термин на более правильный – *коэффициент углефилльности* [4]. Анализ коэффициентов углефилльности дает богатую информацию о механизмах накопления элементов-примесей в углях.

Литература

1. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия, 2003, № 7, с. 785–792
2. Кетрис М.П., Юдович Я.Э. Методика расчета угольных кларков // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 4. Сыктывкар, 2002. С. 111–117. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып. 111).
3. Юдович Я.Э. Геохимия ископаемых углей. – Л.: Наука, 1978, 262 с.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Неорганическое вещество углей. Екатеринбург: Наука, 2002. 422 с.
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Элементы-примеси в ископаемых углях. Л.: Наука, 1985. 239 с.
6. Bragg L.J., Oman J.K., Tewalt S.J., Oman C.L., Rega N.H., Washington P.M., Finkelman R.B. US Geological Survey Coal Quality (COALQUAL) Database: Version 2.0 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rep., 1997, № 97-134, CD-ROM.

Таблица 1

Новые оценки кларков элементов-примесей в углях, г/т.

Составила М.П. Кетрис, 2005 г.

Элемент	Угли			Зола углей			Кларк осадочных пород, г/т	Зольный КК
	Бурые	Каменные	Все	Бурые	Каменные	Все		
Типичные катионогенные литофилы								
Li	10±1.0	14±1	12	49±4	82±5	66	33	2.0
Rb	10±0.9	18±1	14	48±5	130±10	89	94	0.95
Cs	0.98±0.10	1.1±0.12	1.0	5.2±0.5	8.0±0.5	6.6	7.7	0.86
Tl	0.68±0.07	0.58±0.04	0.63	5.1±0.5	4.6±0.4	4.9	0.89	5.5
Sr	120±10	100±7	110	750±70	730±50	740	270	2.7
Ba	150±10	150±10	150	900±70	980±60	940	410	2.3
Катионо- и анионогенные литофилы с постоянной валентностью								
Be	1.2±0.1	2.0±0.1	1.6	6.7±0.5	12±1	9.4	1.9	4.9
Sc	4.1±0.2	3.7±0.2	3.9	22±1	24±1	23	9.6	2.4
Y	8.6±0.4	8.2±0.5	8.4	46±3	57±2	52	29	1.8
La	10±0.5	11±1	11	62±3	76±3	69	32	2.2
Ce	22±1	23±1	23	120±10	140±10	130	52	2.5
Pr	3.5±0.3	3.4±0.2	3.5	13±2	26±3	20	6.8	2.9
Nd	11±1	12±1	12	58±5	75±4	67	24	2.8
Sm	1.9±0.1	2.1±0.1	2.0	11±1	14±1	13	5.5	2.4
Eu	0.50±0.02	0.43±0.02	0.47	2.3±0.2	2.6±0.1	2.5	0.94	2.7
Gd	2.6±0.2	2.7±0.2	2.7	16±1	16±1	16	4.0	4.0
Tb	0.32±0.03	0.31±0.02	0.32	2.0±0.1	2.1±0.1	2.1	0.69	3.0
Dy	2.0±0.1	2.1±0.1	2.1	12±1	15±1	14	3.6	3.9
Ho	0.50±0.05	0.57±0.04	0.54	3.1±0.3	4.8±0.2	4.0	0.92	4.3
Er	0.85±0.08	1.00±0.07	0.93	4.6±0.2	6.4±0.3	5.5	1.7	3.2
Tm	0.31±0.02	0.30±0.02	0.31	1.8±0.3	2.2±0.1	2.0	0.78	2.6
Yb	1.0±0.04	1.0±0.05	1.0	5.5±0.2	6.8±0.3	6.2	2.0	3.1
Lu	0.19±0.03	0.20±0.01	0.20	1.10±0.11	1.3±0.1	1.2	0.44	2.7
Ga	5.5±0.3	6.2±0.2	5.9	29±1	36±1	33	12	2.8
Ge	2.0±0.2	2.5±0.2	2.3	11±1	19±1	15	1.4	11
Катионо- и анионогенные литофилы с переменной валентностью								
Ti	700±40	900±40	800	4000±200	5300±200	4650	3740	1.2
Zr	36±2	36±3	36	190±10	220±10	205	170	1.2
Hf	1.3±0.1	1.2±0.1	1.3	7.5±0.4	9.0±0.3	8.3	3.9	2.1
Th	3.3±0.2	3.2±0.1	3.3	19±1	23±1	21	7.7	2.7
Sn	0.79±0.09	1.4±0.1	1.1	4.7±0.4	8.0±0.4	6.4	2.9	2.2
V	22±2	28±1	25	140±10	170±10	155	91	1.7
Nb	3.3±0.3	4.0±0.4	3.7	18±1	22±1	20	7.6	2.6

Элемент	Угли			Золы углей			Кларк осадочных пород, г/т	Зольный КК
	Бурые	Каменные	Все	Бурые	Каменные	Все		
Ta	0.26±0.03	0.30±0.02	0.28	1.4±0.1	2.0±0.1	1.7	1.0	1.7
Mo	2.2±0.2	2.1±0.1	2.2	14±1	14±1	14	1.5	9.3
W	1.3±0.3	1.0±0.11	1.2	6.0±1.7	7.8±0.6	6.9	2.0	3.5
U	2.9±0.3	1.9±0.1	2.4	16±2	15±1	16	3.4	4.7
Типичные аниогенные литофилы								
B	56±3	47±3	52	410±30	260±20	335	72	4.7
P	220±30	250±20	235	1200±100	1500±100	1350	670	2.0
F	90±7	82±6	88	630±50	580±20	605	470	1.3
Cl	120±20	340±40	180	770±120	2100±300	1440	2700*	0.53
Br	4.4±0.8	6.0±0.8	5.2	32±5	32±9	32	44	0.73
I	2.3±0.4	1.5±0.3	1.9	13±2	12.2±5.4	12.6	1.1	11
Металлы-сульфофилы								
Cu	15±1	16±1	16	74±4	110±5	92	31	3.0
Ag	0.090±0.020	0.100±0.016	0.095	0.59±0.09	0.63±0.10	0.61	0.12	5.1
Au, мг/т	3.0±0.6	4.4±1.4	3.7	20±5	24±10	22	6.0	3.7
Zn	18±1	28±2	23	110±10	170±10	140	43	3.3
Cd	0.24±0.04	0.20±0.04	0.22	1.10±0.17	1.20±0.30	1.2	0.80	1.5
Hg	0.10±0.01	0.10±0.01	0.10	0.62±0.06	0.87±0.07	0.75	0.068	11
In	0.021±0.002	0.040±0.020	0.031	0.11±0.01	0.21±0.18	0.16	0.043	3.7
Pb	6.8±0.4	9.0±0.7	7.9	39±2	55±6	47	12	3.9
Bi	0.84±0.09	1.1±0.1	0.97	4.3±0.8	7.5±0.4	5.9	0.26	23
Неметаллы-сульфофилы								
As	7.6±1.3	9.0±0.7	8.3	48±7	46±5	47	7.6	6.2
Sb	0.84±0.10	1.00±0.09	0.92	5.0±0.4	7.5±0.6	6.3	1.2	5.3
Se	1.0±0.15	1.6±0.1	1.3	7.6±0.6	10.0±0.7	8.8	0.27	33
Сидерофилы								
Cr	15±1	17±1	16	82±5	120±5	100	58	1.7
Mn	100±6	76±6	88	550±30	440±30	500	830	0.60
Co	4.2±0.3	6.0±0.2	5.1	26±1	37±2	32	14	2.3
Ni	9.0±0.9	17±1	13	52±5	100±5	76	37	2.1
Pd	0.0135±0.005	0.0013±0.002	0.0074	0.066±0.027	0.007±0.011	0.037		
Ir	0.0024±0.005	0.0014±0.000	0.0019	0.013±0.031	0.0070±0.0025	0.010		
Pt	0.065±0.018	0.0050±0.003	0.035	0.22±0.04	0.038±0.018	0.13		

*Оценки кларка Cl в осадочных породах по А.Б. Ронову, 1980 г.

Секция 5. Вулканизм и осадочные процессы

А.Н. Балуховский¹

Осадочные ассоциации плейстоцена тихоокеанской окраины Азии

Тихоокеанская окраина Азии протяженностью с юга на север около 10 тыс. км представляет собой обширное образование, возникшее в зоне интенсивного воздействия субдукционного процесса быстрого погружения и поглощения океанической литосферы (более 10 см/год) вдоль восточной краевой зоны под Евразийским суперконтинентом. Это явление подтверждается мощным эксплозивным вулканизмом почти линейной системы окраинно-континентальных и островных дуг от Корякии до Малайзии, обогащавшим вулканическим материалом осадки обширных шельфов, склонов, внутренних поднятий, ложе окраинных морей и зоны вулканических островных дуг и влиявшим на условия седиментации осадков в пределах всех структур тихоокеанской окраины. В Охотской части окраины северная и западная зоны Центрально-Охотского поднятия к началу плейстоцена, как и шельфы о. Сахалин, были сушей и современные контуры морского бассейна определились только к концу эпохи в течение трансгрессий в начале и конце позднего плейстоцена. В плейстоцене на фоне погружения и трансгрессии моря к западу в Охотском бассейне накапливалась покровная преимущественно слоистая и со слоями богатых органикой глинистых диатомовых, с участием кокколитов и фораминифер, илов, с друпстоунами, с включениями и прослоями песка, часто ритмично построенная толща плейстоцена: раннего (= эоплейстоцен – Q₁, хронологический интервал 1,9–0,8 млн лет назад) и позднего (= неоплейстоцен – Q₂, интервал 0,8–0,01 млн лет назад) плейстоцена, – представленная чередованием двух литофаций: 1) алевритистых глин и 2) глинистых алевролитов с участием песков, – но в целом с преобладанием первой. Граница между западной более глинистой группой фаций и восточной пенжинско-прикамчатской может быть проведена по 150-му меридиану и тяготеет к общему простиранию поднятий

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва; Balukhov@geokhi.ru

Центрально-Охотского, Института Океанологии и АН СССР. Мощность Q_1 по сейсмическим данным в зоне к северу от впадины Дерюгина составляет 50–70 м, на широте дельты р. Амур – до 120 м.

В центральной зоне моря (верхняя батиаль, 800–1100 м) непосредственно к югу от Центрально-Охотского поднятия по кернам гравитационных колонок станций 42, 43 и 44 MD01-2413, MD01-2414 и MD01-2415 *Verana Cruise* [1] мощность Q_1 изменяется от 33 до 40 м и Q_2 – от 24 до 36 м, судя по зонам нанопланктона, радиометрическому возрасту прослов пеплов и приближенному расчетному возрасту, полученному при интерпретации данных по скоростям седиментации в пределах зоны между 53° и 55° с. ш. Соотношение литофаций Q_1 (мощность колонки 33 м) на станции 42: диатомовые глины составляют 5 %, глины ледово-морские с друпстоунами – 50 %, алевриты ледово-морские – 30 %, пески ледово-морские – <5 %, богатые органикой слои (сапропели) – <5 % и прослой пеплов – <5 %. Для Q_2 (мощность 24 м) соотношение тех же типов ледово-морских осадков: диатомовых глин – 10 %, опала – 5 %, глин – 35 %, алевритов – 30 %, песков – 5 %, сапропелей – 5 %, прослоев туфов – <5 %. У границы с Южно-Охотской впадиной в зоне поднятия АН СССР мощность Q_1 по сейсмике – 50 м. Максимальная мощность осадков Q_1 – 200 м по сейсмическим данным [3] – известна во впадине Тинро и к югу от Большерецкого поднятия и относится, видимо, к Пенжино-Западно-Камчатской впадине с пока неясными контурами. В Японском море основная роль в сложении склона о. Хонсю переходит к толще гомогенных светлых и темных слоистых богатых органикой и биотурбированных кремнистых алевритистых глин с многочисленными пятнами и прослоями пепловых туфов в скв. 799 [4]. Химический анализ риолитового туфа (образец 128-799В-58R-2, интервал 74–77 см, глубина 86 м, возраст 708 тыс. лет): главные элементы (вес. %) – SiO_2 – 76,95, TiO_2 – 0,22, Al_2O_3 – 14,22, Fe_2O_3 – 2,05, MnO – 0,05, MgO – 2,60, CaO – 0,57, Na_2O – 1,38, K_2O – 2,05, P_2O_5 – 0,04; малые элементы (ppm) – Nb – 12,1, Zr – 125,5, Y – 58,6, Sr – 181,7, Rb – 86,1, Zn – 9,9, Cu – 3,6, Ni – 8,4, Cr – 3,8, V – 11,5, Ce – 89,9, Ba – 504,9. В раннем плейстоцене от Корякии и Камчатки на севере и до о. Тайвань на юге в вулканических дугах извергались преимущественно базальты, андезито-базальты и андезиты при относительно небольшом участии лав и туфов риолитов, роль которых в разрезах обычно не превышает 10 % от общей мощности толщ. В толщах алевритистых глин тонкие слои пеплов (до 5 см) могли подвергаться интенсивной биотурбации, как это наблюдается в скв. 794 на севере бассейна Ямато в Японском море [4]. В южных островных дугах в отдельных их сегментах преобладали извержения вулканитов риолитового состава, поставлявших основную часть пеплового материала. Темп вулканических извержений в связи со сменой задуговой стадии в регионе на островодужную в Q_1 на севере о. Хонсю: 1,89, 1,77, 1,59, 1,50, 1,49, 1,39, 1,36, 1,34, 1,17 и 0,81 млн. лет. В позднем плейстоцене в средней части о. Хонсю частота извержений возрастает на фоне расширения и

смещения вулканического пояса к востоку: 0,29, 0,22, 0,20, 0,135, 0,11, 0,9, 0,51, 0,5, 0,32 и 0,12 млн лет назад. Еще южнее в скв. 799 детальными исследованиями зафиксирован максимум эксплозивного вулканизма. Суммарная мощность пеплов в толщах раннего плейстоцена обычно не превышает 2 м (центральная зона Охотского моря), на юго-востоке этого моря к северо-востоку от о. Хоккайдо достигает 3 м, как и на западе Японского моря в глубоководной котловине, в северной части поднятия Ямато мощность туфов достигает 22 м, в южной части поднятия – 7 м, на западе континентального склона о. Хонсю мощность туфов до 6 м. На тихоокеанском склоне островов Хоккайдо и Хонсю (скв. 434 и др.) мощность туфов изменяется от 6 до 13 м. На континентальном склоне к югу от о. Кюсю – 5–10 м. В этой зоне трога Нанкай (на океанической коре) мощность туфов достигает 40 м. Известная мощность туфов в колонках Q_2 в Охотском море – около 2 м, в Японском – до 6 м, на тихоокеанском склоне о. Хоккайдо – до 7 м и о. Хонсю – от 13 м на севере и около 4 м на юге. В смежных зонах Филиппинского моря суммарная мощность пепловых туфов изменяется в раннем плейстоцене от 1 до 15 м, в позднем плейстоцене мощность туфов 3–4 м, достигая по направлению к вулканической дуге 8 м.

В Восточно-Китайском море накапливались алевритистые, часто битуминозные глины и глинистые алевриты с прослоями пеплов, включая трог Окинава. Мощность Q_1 – 84–99 м. В Q_2 преобладают глины (до 80 %) с небольшим участием алевритов, диатомовых илов и наноилов. Мощность – до 67 м. В Южно-Китайском море в Тонкинском заливе отлагались дельтовые глины мощностью более 1000 м на юге, а к северу от о. Хайнань – до 110 м в Q_1 , к востоку сменявшиеся глинисто-алевритовыми илами с прослоями пеплов и подводных базальтов на северо-востоке. Мощность – более 70 м (Q_1). На востоке на склоне и в глубоководной впадине отлагались наноилы, реже известняки, преимущественно рифовые на поднятиях и банках. Мощность раннего плейстоцена на банке Эль-Рид – до 200 м, позднего – до 120 м (о-ва Наньшациньдао). На Филиппинах известняки и нано-фораминиферовые илы раннего плейстоцена (до 200 м) накапливались на широких площадях от 15° с. ш. до 3° ю. ш. На тихоокеанском склоне архипелага вдоль Филиппинского жёлоба отлагались турбидиты (алевриты, карбонатные илы и пеплы) мощностью до 77 м. В Палаванском проливе этого приподнятого острова накапливались глинисто-алевритовые осадки, сменявшиеся к юго-востоку вдоль широкого шельфа о. Калимантан песчано-глинистой серией (до 250 м) с пластиами базальтов. К северо-западу, к Сиамскому заливу серия замещается дельтовой песчаной толщей Палео-Меконга. Мощность раннего плейстоцена – до 350 м. Песчаные морские и континентальные осадки, включая локально распространенные глины и торфяники, отлагались на крайнем юге Южно-Китайского моря на обширном поднятии, занимавшем площадь от Малаккского п-ова до о. Калимантан и шельф от глубоководной впадины Андаманского моря (Ма-

лакский пролив) на северо-западе до шельфа Яванского моря на юго-востоке (до 6° с. ш.). К северо-востоку зона накопления песчаных осадков на шельфе Калимантана продолжалась до дельты р. Махакам и сменялась морскими песчаными (мощность раннеплейстоценовых дельтовых песков – до 450 м) и глинисто-алевритовыми на севере острова.

Работа поддержана РФФИ, проект № 05-05-64781.

Литература

1. Bassinot F., Baltzer A. et al. WEPAMA Cruise MD 122 / Images V11 on board RV “Marion Dufresne”. Inst. Polar. Fran., Plouane, 2002. 453 p.

2. Сеначин В.Н. Аномалии “свободной поверхности мантии” Охотоморского региона и их связь с глубинными процессами // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 5. С. 50–65.

3. Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1:2500000 и объяснительная записка к ней. Богданов Н.А., Хаин В.Е. (ред.). Коллектив авторов. Институт литосферы РАН, 2000. 193 с.

4. Ingle J.C. (Jr.), Suyehiro K., von Breymann M.T. et al. Proc. ODP. Init. Repts. 1990. 128: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 652 p.

5. Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B. et al. Proc. ODP. Init. Repts. 1990. 125: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1092 p.

6. Adam C., Boneville A. Extent of the South Pacific Superswell // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. B09408. P. 1–14.

7. Li C.X., Chen Q.Q., Zhang J.Q. et al. Stratigraphy and paleoenvironmental changes in the Yangtze Delta during the Late Quaternary // J. of Asian Earth Sciences. 2000. 18. P. 453–469.

8. Li G., Liu Y., Yang Z., Yue S., Yang W., Han Xibin. Ancient Changjiang channel system in the East China Sea continental shelf during the last glaciation // Science in China. Ser. D, Earth Sciences. 2005. V. 48. N 11. P. 1972–1978.

9. Башлавин Д.К. (ред.), Максимова Г.А., Сулова Л.И., Корольков В.Г. Карта четвертичных образований. Масштаб 1:1000000 (Оймякон). Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999.

10. Mashima H. Time scale of magma mixing between basalt for the Saga-Futagaoyama volcanic rocks in northwest Kyushu, southwest Japan // J. Volcanol. Geotherm. Res. V. 131. 3–4. P. 333–349.

А.Н. Дмитриевский, Н.Н. Томилова, М.П. Юрова, А.А. Рудов²

Вулканиды – нетрадиционные коллекторы нефти и газа

Газовые месторождения Якутии (Хапчагайский мегавал Вилюйской синеклизы) были открыты в 60-х годах прошлого столетия и законсервированы в связи со значительной удаленностью и отсутствием транс-

² Институт проблем нефти и газа РАН, Москва; A.Dmitrievsky@ipng.ru

портных коммуникаций. В последнее время этот регион привлекает все большее внимание многих зарубежных инвесторов (Китай, Япония).

На территории бывшего СССР установлено широкое развитие продуктивных толщ, связанных с вулканогенными породами (Крым, Кавказ, Сахалин, Якутия, Днепровско-Донецкая впадина). В тектонически активных районах мощность продуктивной части разреза достигает нескольких сотен метров, на платформе – десятки метров. Коллекторами нефти и газа являются эффузивные, вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы.

Анализ опубликованного и фактического материала позволяет отметить общие черты вулканогенных коллекторов различных регионов.

1. Несмотря на различный состав исходного материала, вторичные преобразования пород протекают в основных чертах одинаково. Доминирующим процессом изменения вулканогенного материала пелитовой размерности является глинизация, а для мелко- и среднеобломочного, кроме того, окремнение, цеолитизация и карбонатизация.

2. Интенсивные вторичные изменения пород приводят к усложнению структуры порового пространства коллектора. Значительную роль в формировании фильтрационно-емкостных свойств приобретают поры субкапиллярных размеров (доля пор с размером 1 мкм составляет до 60 %). Как следствие этого, коллекторы характеризуются высокой гидрофильностью и содержанием связанной воды (40–60 %).

3. При формировании коллекторских свойств рассматриваемых пород существенной чертой вторичного минералообразования является высвобождение кристаллизационной воды. При разрушении цеолитов это адсорбированная и связанная вода, при гидрослюдизации и хлоритизации монтмориллонита – межслоевая вода. Аналогичный процесс происходит и в заключительную стадию каолинизации глинистых минералов. Таким образом, в процессе вторичных изменений вулканогенных пород-коллекторов объем поровых флюидов возрастает за счет появления дополнительной массы свободной воды. Это приводит к появлению локальных очагов повышения давления выше прочности связи между отдельными компонентами породы. Возникают условия для образования локальных очагов гидроразрыва – микротрещиноватости.

4. Трещинная емкость возникает, в основном, в результате повышенного фона сейсмической активности, характерной для районов распространения вулканогенных пород-коллекторов. Каждый из типов трещин имеет определенные величины раскрытости, площади распространения и ее конфигурации. Палеосейсмические трещины имеют сравнительно большую раскрытость (до нескольких миллиметров), они группируются в узкие, сильно вытянутые зоны. Трещины автохтонного гидроразрыва значительно более тонкие, вплоть до микротрещин, возникающих между отдельными частицами породы и видимых лишь на изображениях растрового электронного микроскопа.

5. В силу своей слабой механической прочности и высокой пластичности рассматриваемые коллекторы не переносят значительных механи-

ческих напряжений (высокого давления на пласт в процессе бурения, высоких депрессий в процессе опробования и эксплуатации). Из-за сложной конфигурации и малого диаметра путей фильтрации, а также значительной роли процессов десорбции, высокие депрессии при эксплуатации приводят не к повышению притока углеводородов, а к разрушению пласта и закупориванию путей подтока газа и жидкости. Поэтому, если иметь в виду наиболее полное извлечение углеводородов, следует ориентироваться на сравнительно малые депрессии, малые дебиты и значительные сроки эксплуатации.

Общие черты определяют и общие трудности, возникающие в решении проблемы вулканогенных коллекторов. В литологии это проблемы палеовулканологических реконструкций, в промысловой геофизике – идентификация вулканитов по данным геофизических исследований скважин (ГИС) и определение фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), в промысловой геологии – построение достоверных моделей вулканогенных ловушек и связанных с ними залежей, а также создание нетрадиционной петрофизической модели для оценки запасов углеводородов. О трудностях, возникающих при разработке, говорилось выше (п. 5). Опыт исследований вулканитов Якутии показывает, что необходим комплексный подход к решению проблемы. Привлечение методов литологии, геофизики и промысловой геологии облегчает решение проблемы вулканитов в каждом из направлений. Именно такой подход осуществлен при изучении нижнетриасовых резервуаров Якутии [1].

Вулканогенные коллекторы требуют тщательного изучения. В литологии необходимо восстановить условия их образования, т. е. провести палеовулканологические реконструкции, в промысловой геофизике – идентифицировать вулканиты и определить их ФЕС, в промысловой геологии – построить достоверную модель залежи, а также создать петрофизическую основу для оценки ресурсов углеводородов. Опыт исследования вулканитов Якутии указывает на необходимость комплексного решения проблемы. С помощью методов литологии, ГИС и промысловой геологии стал возможным нетрадиционный подход к изучению пермо-триасовых резервуаров Якутии, позволивший пересмотреть (значительно увеличить) запасы углеводородов в них.

Комплексная методика изучения вулканогенных природных резервуаров позволяет дать следующие рекомендации с целью рационального освоения вулканогенных залежей.

1. Слабая механическая прочность и высокая пластичность коллекторов не выдерживает значительных механических напряжений (высокого давления на пласт в процессе бурения, значительных депрессий в процессе освоения и эксплуатации).

2. Из-за сложной конфигурации и малого диаметра путей фильтрации, а также существенной роли процессов десорбции высокие депрессии при эксплуатации приводят не к повышению притока углеводородов, а к разрушению пласта и закупориванию путей подтока газа и жидкости.

3. Для наиболее полного извлечения углеводородов следует ориентироваться на сравнительно малые депрессии, малые дебиты и значительные сроки эксплуатации.

4. Для получения качественных материалов геофизических исследований скважин запись кривых нужно проводить в оптимальное время до формирования зоны кольматации.

5. Необходимо дополнить применяемый комплекс ГИС гамма-плотностным методом (ГТК-п), а также низкочастотным акустическим методом с регистрацией полного волнового пакета для оценки трещинной составляющей коэффициента общей пористости. Одним из возможных способов выделения коллекторов в вулканогенном разрезе является проведение повторных замеров ПС или ГМ, показания которых во времени существенно изменяются в интервале коллектора независимо от геометрии эффективных пор, благодаря формированию зоны кольматации при бурении на глинистом растворе [2].

6. С целью количественной оценки трещинной емкости и подтверждения наличия трещинных коллекторов следует дополнительно проводить наблюдения над изменением гидростатического давления в скважине, контролировать изменение свойств буровых растворов. Бурить необходимо на равновесии, т. к. утяжеление буровых растворов способствует закупорке призабойной зоны и “сухим” притокам при их освоении.

Литература

1. Дмитриевский А.Н., Томилова Н.Н., Юрова М.П., Рудов А.А. Вулканогенные природные резервуары Якутии. М.: ГЕОС, 2002.

2. Вендельштейн Б.Ю., Золоева Г.М., Царева Н.В. Геофизические методы изучения подсчетных параметров при определении запасов нефти и газа. М.: Недра, 1985.

В.А. Ерошев-Шак³, Б.П. Золотарёв³, Г.А. Карпов⁴

Постэруптивный лито-рудогенез

Постэруптивные процессы протекают непосредственно после отделения магматического флюида от кремнекислого дифференциата базальтового расплава и выхода его из промежуточной магматической камеры.

Рассмотрены три крупных района современной вулканической деятельности Камчатки: Большое трещинное Толбачикское извержение (БТТИ), Карымская-Академическая долгоживущая вулканоструктура и

³ Геологический институт РАН, Москва; gin@ginras.ru

⁴ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Узонская вулcano-тектоническая депрессия с одноименной вулcano-гидротермальной системой.

Эти объекты являются наиболее представительными по широкому развитию разнообразных магматических и постмагматических процессов и исключительно яркому проявлению гидротермального и пневматолитового минерало-рудогенеза. Кроме того, они к настоящему времени наиболее изучены, что позволило использовать реально измеренные физико-химические характеристики минералообразующих сред и выявить некоторые общие закономерности изучаемых процессов и сделать выводы генетического плана.

Магматические продукты БТТИ изучены в Северном (СП) и Южном (ЮП) прорывах 1975–1976 гг. Представлены они разными петрохимическими типами базальтов. Лавы СП в начале извержения – магнезиальные базальты, на заключительной стадии – базальты субщелочного состава нормальной кремнекислотности. Лавы ЮП представлены субщелочными базальтами, слабо пересыщенными кремнеземом.

Вулканические газы БТТИ являются основным, главным фактором постэруптивных процессов изменения вулканитов. Газы выполняют функцию поставщика магматических химических элементов, а конденсаты газов представляют собой минералообразующий раствор. В целом, постэруптивное изменение БТТИ носит гидротермально-пневматолитовый характер. Постэруптивные процессы в пределах БТТИ не привели к образованию развитой гидротермальной системы.

При Толбачикском извержении осуществлялся вынос на поверхность глубинного вещества и энергии и в благоприятных условиях (рудные камеры) происходит формирование Cu, Zn, Pb пневматолитового руденения. Источник вещества – флюид кремнекислых дифференциатов мантийного первичного расплава.

Изотопный состав рудных минералов, унаследовавших состав флюида, в значительной степени изменен (фракционирован) при фазовых переходах вода – пар – газ в магматическом расплаве.

Отсутствие экранирующих факторов привело к рассеянию основной массы рудных компонентов в атмосферу и не способствовало формированию рудных месторождений, связанных с Большим Толбачинским извержением.

При эруптивно-постэруптивном процессе осуществлялась дифференциация рудных компонентов. В частности при рассмотрении триады Cu–Zn–Pb установлено преобладание меди над цинком и незначительные содержания свинца. Во флюиде, наоборот, резко преобладает цинк, возрастает содержание свинца и резко сокращается содержание меди. В пеплах также преобладает цинк и присутствуют значительные количества меди, свинец же проявляется в виде примеси. Аналогичная картина свойственна эксгалатам, при этом дифференциация рудных компонентов определяется формами их миграции. Рудные концентрации относятся к типично медным с небольшой примесью цинка и свинца. Механизм

отмеченной дифференциации изучен в отдельных рудных камерах, описанных С. И. Набоко. Минералы меди (атакамит, эвхлорит, щербинаит, долерофанит и др.) выстилают стенки рудных камер, основная масса цинка и свинца транзитом проходит через рудные камеры и рассеивается в атмосферу.

Особенностями Карымского вулканического центра извержения (КВЦ) 1996 г. с последующим мониторингом являются: 1 – продолжительная вулканическая деятельность; 2 – разнообразие петрохимического состава изверженного материала; 3 – одновременное сосуществование генетически связанных систем: флюидной вулкано-пневматолитовой, локализованной в пределах Карымского вулкана, и флюидной вулкано-гидротермальной, разгружающейся на дне Карымского озера и связанного с ним грабена.

Особый интерес представляет фреатомагматическое извержение на дне Карымского озера, приведшее к образованию кратера Токарева и постэруптивные процессы, происходящие в нем. Фреатомагматическое извержение, наряду с синхронным извержением расположенного рядом Карымского вулкана, привнесло в составе эруптивного и флюидного материала в озеро огромное количество литофильных и рудных компонентов. Резко изменилась среда озерного лито-рудогенеза и состав микрофлоры, активно участвующей в процессах вторичного минералообразования. Подводное извержение до некоторой степени способствовало концентрации рудных компонентов вследствие экранирования водной толщей. Однако, рекой Крымская, вытекающей из оз. Крымское в районе кратера Токарева, осуществлялся частичный вынос рудных компонентов (преимущественно меди), привнесенных в результате фреатомагматического извержения и последующей дегазации из промежуточной магматической камеры. В результате этого процесса произошло обогащение цинком отдельных компонентов осадка кратера Токарева. В отличие от БТТИ в кратере Токарева, экранированном водной толщей Карымского озера, Zn не рассеивается в атмосферу, первичная его концентрация, по сравнению с Cu, отмеченная в пепловых кремнекислых дифференциатах, остается повышенной в воде, в осадках кратера озера и гейзерите в пределах грабена.

Большую роль в изменении физико-химических параметров среды постэруптивного лито-рудогенеза в кратере Токарева сыграла микробиота, развивающаяся в местах выходов на дне кратера вулканических газов. Развитие альго-бактериальных биоценозов (матов) приводит к трансформации газового состава магматического флюида. Наблюдается поглощение CO_2 и H_2 . Этот биогеохимический процесс обуславливает резкое локальное увеличение рН гидротермального раствора и повышение окислительно-восстановительного потенциала.

Постэруптивный процесс в этом случае, несмотря на общие кислые условия среды, характеризуется локальной карбонатизацией, смектитизацией, цеолитизацией и окислением Fe^{2+} . В этих условиях отмирающие тер-

мофильные микроорганизмы фоссилизуются, как правило, с участием кремнезема, а вулканическое стекло и силикаты в разной степени смектизируются (смектитоподобный неупорядоченный минерал), цеолитизируются, а местами образуются смешанослойные каолинит-смектитовые образования, также состоящие из неупорядоченных компонентов.

Для Узонской вулканогидротермальной системы, возрастом ~100000 лет, геохимические реакции происходили в условиях химически активных водных сред с резким преобладанием вадозных компонентов над магматическими – флюидными. При этом резко менялись физико-химические и термобарические условия постэруптивного минералообразования, в котором принимали участие также микроорганизмы. Существенную роль в формировании вторичных минеральных парагенезисов играл разновременный петрохимически разнородный (гетерогенный) вулканогенный субстрат.

В условиях вулканогидротермальных систем разнообразие агрессивных обстановок приводит к коренным изменениям первичного вулканического субстрата с образованием самостоятельной группы пород – гидротермалитов. Разнообразие гидрогеохимических постэруптивных сред определяет степень устойчивости к растворению магматических минералов и миграционные способности перешедших в раствор химических элементов. Менее миграционноспособные химические элементы в щелочных и нейтральных средах, при относительно высокотемпературных условиях (~100 и >100 °C), формируют смектитовые минералы, кристаллохимические особенности которых зависят от основности первичного магматического субстрата: по кислым породам образуется высокозарядный монтмориллонит, по основным – низкозарядный. В кислых средах с температурами <100 °C образуется каолинит. Смешанослойные каолинит-смектиты формируются как промежуточная фаза между смектитом (матрица) и каолинитом, развивающимся по матрице.

Большинство рудных компонентов, входящих в состав магматических минералов, а также привнесенных магматическим флюидом, в гидротермальных системах типа Узонской остается в пределах гидротермалитов. Относительно малоподвижные рудные элементы (Fe, Cu, Zn, Pb и др.) при разрушении материнской матрицы в восстановительных средах формируют сульфидный парагенез, в окислительных условиях – окислы, гидроокислы металлов и металлоорганические соединения.

Металлы флюидов в подавляющем большинстве рассеиваются в гидротермалитах и присутствуют в виде самородных образований и интерметаллических соединений. В окислительных средах они подвержены частичному окислению с образованием окисных форм металлов.

Летучие рудные компоненты магматического флюида (As, Sb, Hg) концентрируются в приповерхностных горизонтах гидротермалитов, экранируемых кремнистыми образованиями (микрофоссилии альгобактериальных матов, гейзериты и др.), образуя слоистые скопления тонкодисперсных кристаллических и аморфных агрегатов в глинистом

субстрате. Среди гидротермалитов широко развиты сульфидные мышьяково-сурьмяно-ртутные микрофоссилии.

Сравнительно-петрологический анализ показывает, что во всех трех рассматриваемых объектах (БТТИ, КВЦ и Узон-Семяченский геотермальный район) в разных объемах и формах проявления присутствуют кроме главной массы основных вулканитов и их кремнекислые дифференциаты (дациты, риолиты, пемза, кремнекислые туфы). Это однозначно указывает на то, что проявлению вулканизма предшествует процесс глубинной, по-видимому, в промежуточных камерах, дифференциации первичных мантийных расплавов. Этот процесс приводит к образованию контрастных (по кремнекислотности) типов вулканических пород: базальтов и дацит-риолитов. По существу, практически отсутствуют промежуточные типы пород (андезито-дациты). Это особенность вулканизма восточной, голоценовой, зоны Камчатки. Отсутствие явно выраженных плагиофировых, резко обогащенных лейкократовых базальтов указывает на то, что глубинная дифференциация в промежуточных камерах протекала не как результат фракционной кристаллизации. Соответственно мы принимаем а priori ликвидационный механизм дифференциации. Отсюда следует, что в результате этого процесса осуществляется перераспределение концентраций многих элементов (в первую очередь Cu, Zn, Pb, As и др.) и обособление парогазовых флюидов в апикальных частях магматических камер, что, в конце концов, на постэруптивной стадии приводит к формированию рудных отложений с участием эндогенных флюидов.

Вулканизм и постэруптивные процессы, проявленные в аэральных условиях, практически не приводят к образованию сколько-нибудь значительных рудных месторождений. Этот тип вулканизма можно рассматривать лишь как процесс мобилизации и транспортировки рудных компонентов, разнообразия форм их соединений и переноса. В этом плане голоценовый вулканизм Камчатки является прекрасным полигоном для изучения начального этапа формирования сульфидных полиметаллических месторождений, генетически связанных с мантийным магматизмом.

Таким образом, изученный материал свидетельствует о том, что в зонах современной активной тектономагматической деятельности в условиях растяжения земной коры эндогенный флюид, обогащенный рудными компонентами, являющийся конечным продуктом дифференциации базальтовых магм, представляет собой источник рудного материала. В условиях, не способствующих формированию вулканогидротермальных систем, рудные компоненты эндогенного флюида, достигая поверхности лавовых потоков и шлаковых конусов, при отсутствии геохимических барьеров рассеиваются в атмосферу. Геохимические барьеры (водные толщи, горизонты слабопроницаемых кремнистых, глинистых и других пород) способствуют накоплению рудных компонентов и являются факторами рудогенеза. Вулканогенно-гидротермальные системы препятствуют транзиту рудных компонентов эндогенного флюида и миграции рудного материала за пре-

дела гидротермалитов. Летучие рудные элементы – As, Sb, Hg – концентрируются в приповерхностных зонах гидротермалитов.

Большинство известных палеотипных медноколчеданных месторождений, как континентальных, так и океанических, имеют аналогичное происхождение. Для реализации процесса рудонакопления для этого необходимы два условия. Первое – наличие экранирующего геохимического барьера, препятствующего рассеянию рудного материала, и второе – отсутствие вулканогидротермальных систем, генерирующих формирование зон аргиллизации. В условиях гидротермальных систем эндогенный флюид в основном участвует в деструкции магматических минералов в вулканитах, рудные же его компоненты принимают участие в образовании вторичных низкотемпературных минералов гидротермалитов. Летучие рудные компоненты As, Sb, Hg в условиях гидротермальных систем достигают поверхности гидротермалитов и образуют рудные концентрации. Экраном и геохимическим барьером для ртутно-сурьмяно-мышьякового рудогенеза служат альго-бактериальные образования, концентрирующие рудные компоненты в процессе фоссилизации, кремнелые бактериальные маты и плохопроницаемые глинистые горизонты, в подавляющем большинстве сложенные смектитом.

А.В. Жабин⁵

Ассоциации глинистых минералов как признаки эндогенных процессов

С использованием материалов рентгеновских анализов пелитовой части пород составлены схемы распределения ассоциаций глинистых минералов по основным стратиграфическим подразделениям Воронежской антеклизы. В основу построения схем положен метод, применяемый при составлении литолого-фациальных карт. Минералы обозначаются цветом или крапом, а их содержания – количеством полосок [1].

Выделяемые на схемах зоны распределения ассоциаций глинистых минералов отражают фациальные условия формирования осадочных отложений. Зона с существенным преобладанием каолинита (от 75 до 100 %) и отсутствием монтмориллонита соответствует той части морского водоема, где на геохимию осадка оказывает влияние пресная вода рек, несущая осадочный материал с континента. Появление и увеличивающееся содержание монтмориллонита или гидрослюды, при уменьшающемся количестве каолинита, указывает на увеличение щелочности осадка и удаление от береговой линии.

⁵ Воронежский государственный университет, Воронеж; zhabin@geol.vsu.ru

На большинстве схем выявляется хорошо выраженное и закономерное распределение ассоциаций, от чисто каолинитовых или гидрослюдисто-каолинитовых до существенно смектитовых (в мезозойско-кайнозойских отложениях с различной примесью цеолитов группы гейландита). Но на отдельных схемах эта закономерность нарушается.

На схемах распределения глинистых минералов воробьевского, ардаатовского, муллинского горизонтов живетского яруса практически выделяются две зоны. Первая – с существенно каолинитовым составом, характеризующая прибрежные обстановки осадконакопления, и вторая – с примерно равными количествами каолинита и гидрослюды, отвечающая мелководно-морским фациям.

В ассоциации глинистых минералов первой зоны присутствует монтмориллонит. Его нахождение в районе, наиболее приближенном к источнику сноса, откуда, по данным А.Д. Савко [2], поступал только каолинит, может означать только одно. Щелочная среда, являющаяся обязательным условием для образования монтмориллонита и сохранности его в осадке, формировалась за счет эндогенного поступления в морской водоем флюидов с высокими значениями рН. Расширение зоны с монтмориллонитом в течение живетского века свидетельствует об активизации процесса во времени, закончившейся излиянием базальтовых лав в начале франа [3] (ястребовский горизонт).

На схемах чаплыгинского и саргаевского горизонтов, следующих за ястребовским, отмечаются локальные участки, в ассоциации глинистых минералов которых содержится монтмориллонит. Данные участки находятся в зонах, мало соответствующих образованию здесь этого минерала. Это, по нашему мнению, является признаком эндогенной активизации, которая переросла в вулканическую деятельность с выбросами пеплового материала в семилукское время [4], следующее за саргаевским, и излиянием базальтовых лав в начале фамена [3].

Распределение ассоциаций глинистых минералов в меловых отложениях в некоторой степени повторяют ситуации, наблюдаемые в девонских образованиях. На фоне зон с существенно каолинитовым составом выделяются области с преобладающим содержанием монтмориллонита. Наряду с этим здесь отмечаются находки ультрадисперсного кварца, характеризующего, по нашему мнению, проявления взрывных процессов [5]. Все это, вместе взятое, – признаки намечающегося вулканического проявления с выбросами пирокластики, которое устанавливается в альбское время по появлению в этих отложениях прослоев глини монтмориллонитового состава, протягивающихся от Брянска до Воронежа.

Применяя концепцию широкого развития эндогенной деятельности во всем временном интервале фанерозоя Воронежской антеклизы, следует отметить, что в работах В.И. Муравьева [6] и Ю.Г. Цеховского [7] развиваются похожие идеи. Но все перечисленные авторы полагают, что наличие в породах смектитовых минералов и цеолитов связано только с преобразованием пирокластики. Мы полагаем, что такой сценарий воз-

можен, но не обязателен. Вероятнее всего, образованию этих минералов способствовали сильно щелочные эманации, резко повышавшие рН осадка, что приводило к растворению каолинита, неустойчивого в щелочной среде, и синтезу гидрослюд, монтмориллонита, цеолитов.

Литература

1. *Жабин А.В.* Использование результатов рентгеновских анализов глин при палеогеографических построениях (на примере Воронежской антеклизы) / Литология и полезные ископаемые центральной России. Тез. докладов. Воронеж, 2000. С. 32–33.
2. *Савко А.Д.* Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. Воронеж, 1979. 120 с.
3. *Быков И.Н., Канцеров В.А.* Новые данные о строении вулканогенных образований ястребовского горизонта на юге Воронежской области / Литогенез и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж, 1974. С. 40–44.
4. *Жабин А.В.* К вопросу о происхождении глин семилукского времени в отложениях Воронежской антеклизы / Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые осадочных бассейнов Евразии. Материалы совещания. М., 2004. С. 21–23.
5. *Жабин А.В.* Ультрадисперсный кварц, как показатель взрывных процессов / Полезные ископаемые Беларуси: геология месторождений и рациональное недропользование. Материалы международной научно-практической конференции. Минск, 2003. С. 55–56.
6. *Муравьев В.И.* Минеральные парагенезы глауконито-кремнистых формаций. М., 1983. 207 с.
7. *Цеховский Ю.Г., Голубовская Е.В.* Генезис глинистого покрова на верхнемеловых карбонатных породах в юго-восточной части Воронежской антеклизы / Международная научная конференция “Глины и глинистые минералы”. Тез. докл. Воронеж, 2004. С. 148–150.

Г.Н. Леоненко⁶

Эволюция вулканизма и осадконакопления Центрально-Приохотской вулканической области Охотско-Чукотского вулканического пояса

При исследовании вулканизма и осадочных процессов важное значение имеет изучение реальных соотношений ассоциаций (групп пород, которые прослеживаются в латеральной и вертикальной возрастной последовательности). Они характеризуют развитие вулканической деятельности и отражаются в строении и составе вулканогенных толщ. К ним относятся сочетания вулканогенно-осадочных, вулканогенных стратифицированных, нестратифицированных ассоциаций и постоянно

⁶ Российский государственный геологоразведочный университет, Москва

сопровождающих их корневых зон и элементов строения, тесно с ними связанных [3].

Пространственное размещение латеральных рядов вулканических ассоциаций определяется их положением в конкретных геологических (вулканических, вулканогенных и тектонических) структурах. Их выявление производилось автором на примере Центрально-Приохотской вулканической области Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). Оно позволило выяснить эволюцию вулканической деятельности во времени и закономерности размещения ее в пространстве.

ОЧВП представляет обширную линейно вытянутую область распространения продуктов позднемезозойского и кайнозойского наземного вулканизма, имеющего базальт-андезит-липаритовый, редко трахилипаритовый, трахиандезитовый и трахитовый состав. С вулканогенными породами ассоциируют габбро-гранодиорит-гранитные интрузии.

Вулканогенные образования пояса отделены структурным несогласием от подстилающих складчатых толщ, принадлежащих Яно-Колымской, Чукотской и Охотской мезозойским системам. Однако, все исследователи отмечают некоторые черты строения, унаследованные структурами пояса от предшествующего развития.

В эволюционном развитии вулканизма Центрального Приохотья намечаются четыре этапа. На раннемеловом этапе южная часть области стала ареной накопления наземных вулканогенных образований базальтового и андезитового состава, пирокластических выбросов и тесно ассоциирующих с ними континентальных терригенных отложений – моласс. Раннесеноманский этап характеризуется мощным проявлением в центральной части андезитового и андезит-дацит-липаритового эксплозивного вулканизма с отложением значительно количества туфов, игнимбритов и одновременным накоплением терригенных пород. На познесеноманском этапе образовались мощные толщи пирокластических пород, а затем липаритовых игнимбритов, в меньшем объеме – базальты и андезиты. В середине позднемеловой эпохи отмечается общее прекращение вулканической деятельности, за исключением локальных проявлений базальтового и липаритового вулканизма [1]. Раннемеловая эпоха, таким образом, характеризуется базальтовым и андезитовым вулканизмом. В позднемеловое время на фоне продолжающегося проявляться андезитового и базальтового вулканизма развился мощный липаритовый вулканизм.

Характерна закономерная миграция вулканизма от океана к континенту (с юга на север) с одновременным изменением состава от базальтового и андезитового в раннемеловую эпоху к контрастному и липаритовому в позднемеловое время. В связи с процессами миграции в области возникли три продольные зоны, различающиеся составом продуктов вулканической деятельности, длительностью развития вулканизма, масштабами процессов осадконакопления, структурным планом и, в конечном счете, глубинным строением. Зоны, прилегающие к океану, ха-

рактируются базальтовым и андезитовым вулканизмом, в сторону континента основное значение приобретает липаритовый вулканизм.

Продукты наземной вулканической деятельности тесно генетически связаны с питавшими их корневыми системами. Подобно излившимся аналогам, породы корневых зон имеют базальт-андезит-липаритовый состав, а в глубинных срезах представлены породами габбро-гранодиорит-гранитного ряда. Возраст корневых систем, как и вулкани-тов, омолаживается по направлению от океана к континенту.

Выявлена связь между составом и структурным положением вулканогенных и осадочных пород. Андезиты тяготеют к длительно погружавшимся впадинам, толщи контрастного состава – к вулканическим котловинам со сложной историей развития, продукты липаритового вулканизма сосредоточены на вулканических понятиях, осложненных структурами обрушения. Для вулканических структур типично сочетание корневых радиально-кольцевых систем и сохранившихся от денудации линз вулкани-тов [2]. Глубинные зоны вулканических структур представлены интрузиями эпизоны, связь которых с вулканическими извержениями устанавливается, в частности, по соответствующему распределению фаций и мощностей в вулканогенно-осадочных толщах. Процесс образования структурных форм тесно связан с характером развития магматических очагов и является вулканическим, распределение мощностей вулканогенно-осадочных толщ, ориентировка структур и простира-ния глубинных разломов, контролировавших зоны магнообразования, обусловлены тектоническими процессами.

Вулканические образования по петрохимическим особенностям принадлежат к известково-щелочной ассоциации пород. Эволюция их состава наиболее ярко выражается в постепенном увеличении с течением времени глиноземистости и щелочности за счет возрастания количества калия. В вулканических зонах породы являются производными самостоятельных высокоглиноземистой базальтовой, андезитовой и липаритовой магм, что подтверждается геохимически.

Процессы дифференциации расплава играют ведущую роль в формировании сложного спектра вулканогенно-осадочных пород в пределах каждой структурно-формационной зоны, контролируют состав толщ и корневых систем в локальных структурах ОЧВП.

Теоретические и методические результаты, полученные на примере Центрального Приохотья, следует считать приемлемыми и для других вулканических областей аналогичного строения.

Литература

1. Леоненко (Логонова) Г.Н. Меловой вулканизм Центрального Приохотья. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1975.
2. Логонова Г.Н. Вулканические структуры Центрального Приохотья / Палео-вулканологические реконструкции. Новосибирск, 1976. С. 104–114.
3. Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1, 480 с. Т. 2, 382 с.

Палеозойский осадочный и дайково-эффузивный комплексы зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом

В последние годы изучению зоны сочленения юго-западной части Донбасса и Приазовского кристаллического массива уделяется значительное внимание в связи с открытием в палеозойском эффузивно-осадочном комплексе месторождений титаномагнетита, флюорита, нефелиновых руд, полиметаллического и железомарганцевого оруденения, рудных концентраций золота, редкометалльных элементов и фосфоритов в черных кремнисто-углеродистых сланцах, а также кимберлитоподобных пород в нижнекаменноугольных карбонатных отложениях. В структурном отношении юго-западная часть Донбасса представляет собой дислоцированную моноклираль с пологим падением на северо-восток под углом 10–20°, которая сложена отложениями верхнего девона и нижнего карбона, контактирующими по разломам с глубинными породами Приазовского массива. По тектоническим данным зона сочленения прослеживается на 100 км и характеризуется сложной блоковой тектоникой, интенсивным палеовулканизмом и разнообразием форм залегания дайково-эффузивных пород (дайки, жилы, межпластовые интрузии, штоки и лакколитоподобные тела) среди позднепалеозойских терригенно-карбонатных отложений. Крупные глубинные разломы древнего заложения имеют северо-западное, субмеридиональное и субширотное простирания. Они были активными от докембрия до мезозоя – кайнозоя. Магматизм этой части Донбасса был многоэтапным; он подразделяется на средне-верхнедевонский, позднепермский и мезозойский [1]. Предполагается, что сопряжение субмеридиональной и субширотной систем разломов определило интенсивность палеозойского вулканизма [2]. Особенно ярко проявился девонский магматизм. Толща эффузивных пород этого этапа известна как “палеобазальтовые покровы”, которые распространяются на 60 км в субширотном направлении от р. Кальмиус до с. Ново-Троицкое. Так, в обнажениях по р. Кальмиус зафиксированы трещинные разломы, в которых наблюдаются тела излившихся основных пород и даек, прослеживаются контакты между магматическими породами кристаллического массива и осадочно-вулканогенными образованиями палеозоя. В обнажениях на левом берегу р. М. Волноваха можно наблюдать вулканические излияния основных и кислых лав (гора Маф-Хайя), тектонические нарушения и контакты разновозрастных пород девона и нижнего карбона. Здесь же присутствуют признаки активных поствулканических гидротермальных процессов, выраженные вне-

⁷ Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина; samgeo@rambler.ru

дрением кварцевых, кальцитовых и хлоритовых жил в турне-визейские карбонатные отложения, которые местами подверглись карстообразованию и интенсивному выщелачиванию. Среди толщи покровных базальтовых образований наиболее широко распространены следующие разновидности: пикрито-базальты, согендалиты, базальты, андезитобазальты, трахибазальты, спилиты, кератоспилиты, кератофиры и туфолавы. Эти разновидности пород переслаиваются с соответствующими им брекчиями, туфобрекчиями, туфами и осадочными породами (известняками, песчаниками и глинистыми сланцами) франского возраста. Мощность отдельных лавовых потоков изменяется от 0,6 до 64 м [2].

Во время складкообразования в конце перми – начале триаса (пфальцская фаза) в приконтактной зоне с Приазовским блоком образовалась ослабленная зона в виде широтного шелевого грабена шириной около 3 км, где проявилась интенсивная магматическая деятельность второго этапа. Синхронно с этим этапом образовались субщелочные породы юго-западного Донбасса – шонкинитовые порфиры, шонкиниты, монцониты, альбитофиры, трахиты и щелочные породы – эгирино-кварцевые порфиры. Последние прорывают в виде даек докембрийские граниты и среди осадочного комплекса не встречены. Субщелочные альбитофиры и трахиты пересекают породы турнейского яруса, а шонкинитовые порфиры, шонкиниты и монцониты – породы среднего карбона.

Вулканические породы третьего (послескладчатого) этапа представлены щелочноземельными породами среднего и кислого состава; андезитами, трахиандезитами и трахидацитами. В юго-западной части Донбасса они прорывают отложения среднего карбона в виде штоков, межпластовых интрузий и лакколитов. Большинство исследователей связывают их с киммерийским орогенезом (230–265 млн лет ($K_1 - J_3$) [1].

В глубоких (100 м) карьерах юго-западной части Донбасса автор изучала тектонику и проявление постмагматических процессов в карбонатно-черносланцевом комплексе нижнего карбона. Наиболее интересным в этом отношении является Стыльский карьер, который расположен в пределах Стыльского горста, ограниченного с юга и севера крупными субширотными, а с запада и востока – поперечными разломами. Кроме того, Стыльский карьер пересекается тремя разломами, которые определили его блоковое строение. В зонах этих разломов наблюдаются наклонно падающие (20–45°) и развернутые на 90° блоки визейских и турнейских карбонатных пород, которые также подвержены процессам карстования и выщелачивания. В приразломных зонах можно наблюдать крупные и глубокие “циркообразные” карстовые воронки, пространственно связанные с трещинами разломов, по которым поствулканические гидротермы поднимались вверх. Так, на северо-западной стенке карьера прослежена дайка выветрелых андезитовых пород, которая, обнажаясь на дне карьера и поднимаясь вверх, “упирается” в крупную карстовую воронку. Вдоль этой дайки карбонатные породы интенсивно переработаны процессами контактово-инфильтрационного метасоматоза. Вблизи

дайки наблюдались развалы массивных черных известняков, пронизанные тонкими прожилками кальцита и крупными, толщиной до 5 см, прожилками сульфидов (пирит, халькопирит). Встречались также открытые трещины, частично заполненные мелко- и крупнокристаллическим пиритом. Чаще всего, в известняках по трещинам, наблюдались сульфиды в виде “сыпьевидных” корочек толщиной 1–3 мм, округлых вкрапленностей диаметром 3–5 см, почковидных образований (до 1 см), небольших “гнезд” с кристаллами кубической формы и “присыпок” по белым кварцевым прожилкам. Очевидно, что кристаллизация аутигенного пирита происходила под влиянием определенных термобарических условий и гидротермальных растворов, проникающих по системе дислокационных трещин. В крупных кавернах и карстовых полостях турнейских доломитов были обнаружены пириты редкой сталактитоподобной формы, состоящие из сросшихся к основанию стержней диаметром 4–10 мм. В них были установлены элементы-примеси: кобальт (~0,045 %), мышьяк (от 0,025 до 0,074 %) и серебро (от 0,052 до 0,079 %); не выявлены Ni, Sb, Cu, Te, Hg, Au. Вероятно, образование этих сталактитовых форм происходило при низкотемпературных гидротермальных процессах с последующим микробинальным осаждением пирита в свободном пространстве карстовых и тектонических полостей. Летом 2005 г. в южной стенке карьера в зоне пересечения поперечного и продольного разломов автором было обнаружено штокообразное тело основного состава с ксенолитами глубинных пород, клинопироксенами, альмандином и пиропом; также найдена серо-голубая и темно-зеленая брекчия кимберлитоподобного типа. В настоящее время все петротипы штокообразного тела и его приконтантовых зон детально изучаются. Приведенные примеры проявления тектоники, вулканизма, постмагматических процессов и их продуктов в зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом позволяют связывать с этой территорией некоторые перспективы в отношении поисков рудных полезных ископаемых, а также алмазонасных трубок и, в целом, расширяют наши представления о тектоническом развитии данной территории.

Литература

1. *Макухина Г.О.* Петрография дайково-эффузивного комплексу південно-західного Донбасса. Киев: АН УРСР, 1961. 143 с.
2. *Донской Н.А.* Тектоническое строение зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком УЩ и проявления в ней девонского магматизма / Тектоника, минерагения, минеральные ресурсы. Киев: ИГОС, 2005. С. 132–139.

Особенности литогенеза вулканогенно-осадочного типа эоцена Шахдагского прогиба Малого Кавказа

Эоценовый вулканизм в центральной части Малого Кавказа наиболее интенсивно проявлен в палеогеновых прогибах, наложенных на структуры, сформированные, по существу, в схожей палеогеографической и палеогеодинамической обстановке.

Мощная вулканическая деятельность в эоцене охватила почти всю территорию Шахдагского прогиба Малого Кавказа. Последний узкой полосой протягивается вдоль Центрального палеогенового пояса: на юго-востоке к Кельбаджарскому, а на северо-западе к Гекча-Ширакскому прогибам. Палеотектонической реконструкцией в этих трех палеогеновых прогибах выявлено много общего в тектоно-магматическом их развитии, характере магматизма, возрасте магматических пород, сериальной и формационной принадлежности вулканитов и др. Эти структуры в палеогене представляли собой единый палеобассейн, который в раннем эоцене развивался как флишевый трог. Затем, уже в среднем эоцене они стали ареной многофазового интенсивного вулканизма с последующим превращением территории в островную дугу с продольной зональностью пород по схеме известково-щелочной – субщелочной – щелочной. В позднем эоцене в тылу Центрального палеогенового пояса раскрылись продольные разрывы в виде рифтоподобных структур, способствующие проникновению в них производных щелочной магмы с образованием пантеллеритов и комендитов, что отчетливо наблюдается в пределах Шахдагского прогиба.

В палеогеновых прогибах эволюция эоценового вулканизма во времени происходила на фоне смены одной палеотектонической обстановки (островодужной) другой (рифтогенной). Эти особенности эволюции эоценового вулканизма сближают Шахдагскую структуру с камчатским типом.

Выявленные особенности эоценового магматизма на примере Центрального палеогенового пояса Малого Кавказа свидетельствуют: 1) о том, что островодужная обстановка, возникшая еще на мезозойском этапе, по-видимому, продолжалась и в начале кайнозоя – в течение всего эоцена; 2) о завершении субдукции и начавшихся процессах коллизии.

Таким образом, тектоническая позиция эоценового магматизма в Центральном палеогеновом поясе определяется приуроченностью его к зоне сочленения разнородных структур типа островных дуг и континентального рифта – в данном случае к зоне сопряжения Лок-Агдамской островодужной и Гекча-Карабахской рифтовой систем, где вулканогенно-осадочная толща отличается пестротой литологического состава, из-

⁸ Институт геологии НАН, Баку, Азербайджан; mmirza@rambler.ru, turgay48@rambler.ru

менчивой фациальной обстановкой и постоянством мощностей толщ. В разрезах широко развиты вулканогенно-осадочные породы, представленные туфоалевролитами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туффитами, туфобрекчиями, туфоконгломерато-брекчиями. Формирование пород обусловлено деятельностью следующих типов вулканов: пирокластические, лавовые и сложные конусы, вулканические купола и смешанные вулканы (стратовулканы). Иногда к трещинам растяжения приурочиваются более мелкие вулканы центрального типа, образующие вулканический архипелаг.

Эоценовые отложения по составу, литофациальным особенностям и характеру осадконакопления подразделяются на два комплекса: терригенно-карбонатный (нижний эоцен) и вулканогенно-осадочный (средний и верхний эоцен). Последний объединяет в своем составе широкую гамму пород, расчлененных на пирокластическую, туфоконгломерато-брекчиевую, вулканогенно-осадочную и вулканогенную толщи. Выделенные комплексы толщ отличаются друг от друга условиями образования, фациальной принадлежностью, особенностями процессов осадконакопления и палеогеографической обстановкой их формирования.

К началу раннего эоцена палеогеновые структуры в Центральном палеогеновом поясе представляли собой глубокие трюги с аллотигенной и карбонатной седиментацией, в результате образовался терригенно-карбонатный комплекс, который подковообразно окаймляет (в современном рельефе) прерывистой полосой Шахдагский седиментационный бассейн и раскрывается к северо-западу по простиранию бассейна.

Карбонатно-терригенный комплекс в нижней части сложен из ритмично-чередующихся прослоев глинистых песчаников, гравелитов, алевролитов, аргиллитов с редкими прослоями и линзами известняков. Вверх по разрезу увеличиваются примеси терригенного материала, представленные окатанными, шаровидными обломками эффузивных пород, где наблюдается утолщение известняковых слоев до 3–5 м, содержащие органические остатки (нуммулиты), датированные ранним эоценом. В песчаниках и песчанистых известняках нами найдены мелкие конкреции пирита. Терригенно-карбонатный комплекс по природе флишевый.

Минералого-петрографическое изучение терригенного материала этого флишевого бассейна позволяет предполагать, что источник сноса этих образований в период отложения Шахдагского флишевого комплекса располагался на севере бассейна седиментации, в районе Закавказского массива (области распространения мезозойского вулканогена), который в палеогеновое время был свободен от водного покрова и представлял собой область размыва – сушу.

Пирокластические породы, маркирующие начальный этап средне- и позднеэоценового эффузивного вулканизма, пользуются широким распространением и представлены грубо- и тонкообломочными туфами, глыбовыми туфобрекчиями со светло-зеленоватой и местами коричневатой окраской пород. Для них характерна косоволнистая слоистость,

угловатые и полуокатанные, иногда шаровидные обломки пород указывающие на формирование пирокластической толщи преимущественно в зоне морского мелководья.

Особый интерес представляет происхождение толщи туфоконгломерато-брекчий. Отдельные горизонты этой толщи довольно мощные (10–20, иногда до 5 м), сложены разнообразными по составу гальками, как вулканического, так и осадочного генезиса. Для пород толщи характерны отсутствие слоистости, плохая сортированность обломочного материала, грубообломочные структуры и пятнистые текстуры. Последние обусловлены хаотичной смешанностью галек, валунов, блоков различных пород, сцементированных рыхлым известково-туфогенным материалом разнообразной окраски (светло-серой, лиловой, зеленоватой, кирпично-красной), на основании чего для толщи устанавливается пролювиально-лахаровое происхождение. Туфоконгломерато-брекчиевая толща в разрезах среднего эоцена повторяется двух- или трехкратно и отбивает вертикальные границы отдельных фаз вулканизма.

Вулканогенно-осадочная толща представлена ритмично чередующимися тонкими прослоями и линзами туфографелитов, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туфопесчаников с примесью их нормально-осадочных разновидностей различных мощностей слоев (от 0,3–0,5 до 5–10 м и более), залегающих между мощными горизонтами пирокластических пород и лавовых покровов, прослеживаясь на короткие (50–100 м) расстояния. Выклиниваясь, они придают толще линзовидную конфигурацию. Вышеуказанные особенности толщи вулканогенно-осадочных пород определенно свидетельствуют о том, что в современном Центральном палеогеновом поясе Малого Кавказа в эоценовое время наряду с относительно большими глубоководными седиментационными бассейнами, такими как Шахдагский, Кельбаджарский, Гекча-Ширакский, существовали изолированные друг от друга мелкие и неглубокие локальные водоемы (зоны седиментации), попеременно питающиеся то за счет терригенного (аллотигенного) осадочного и вулканогенного материала, привнесенного извне, то за счет пеплового материала, выбрасываемого вулканами. Линзовидная форма этих бассейнов и их четкообразное расположение вдоль параллельных линий, опрокинутое залегание отдельных слоев пород указывает на формирование их вдоль разломов северо-западного простиранья, где вулканогенно-осадочные породы, по их литофациальным особенностям, образовались в субаквальных (озерных) условиях.

Таким образом, особенности процессов литогенеза свидетельствуют о том, что формирование эоценового вулканогенно-осадочного комплекса в Центральной части Малого Кавказа происходило в сложной геодинамической обстановке – островодужной и рифтогенной.

Отражение орогенного вулканизма Альпийской складчатой области в строении средне-верхнемиоценовых толщ Керченско-Таманского прогиба

В глинистых средне-верхнемиоценовых отложениях Керченско-Таманского региона присутствуют прослои вулканического-пепла. Изучению пирокластического материала в описываемых толщах посвящены работы Л.С. Белокрыса (1981), И.С. Чумакова с соавторами (1992) и др. В ходе рассматриваемого исследования впервые было проведено прецизионное (микрозондовое) петрологическое изучение пепловых прослоев, результаты которых были проинтерпретированы в тесной взаимосвязи с другими геологическими данными.

По характеру распределения пирокластического материала в исследуемых средне-верхнемиоценовых толщах выделяется два этапа вулканизма: сарматский и позднемэотический. Наиболее древний прослой вулканического пепла в описываемых отложениях известен в кровле нижнего сармата. Вулканические пеплы содержатся в породах верхней части среднего сармата, в нижней и верхней частях верхнего сармата, а также в толщах верхнего мэотиса. Отложения верхнего сармата отличаются наиболее высокой пеплоносностью. Вулканические извержения происходили в течение 3,8–4 млн лет. Пеплы Керченско-Таманского региона все витрокластические и представлены прослоями толщиной от миллиметров до 5–7 (до 12) см с алеврито-пелитовым (миллиметровые прослои в среднем сармате и верхнем мэотисе) или песчано-алевритовым (сантиметровые прослои в нижнем и верхнем сармате) размером частиц.

В результате изучения химического состава 11 образцов вулканических пеплов, отобранных из всех известных в сармат-мэотических толщах стратиграфических уровней распространения пирокластических пород, было установлено, что рассматриваемые вулканы принадлежат к кислым магматическим образованиям и по содержанию кремнезема однозначно разделяются на две группы пород. К первой группе относятся сарматские пеплы, отличающиеся риолитовым составом, ко второй – верхнемэотические, соответствующие дацитам и риодацитам.

В *сарматских* пирокластических породах количество кремнезема колеблется от 74 до 77 %, глинозема 12–14 %, щелочей 6–8 %. Породы относятся к нормальному, субщелочному или умеренно-щелочному петрохимическому типу вулканитов с преобладающим содержанием калия над натрием. Отношение оксида натрия и оксида калия изменяется от 0,49 до 0,89. Содержание оксида кальция пониженное и составляет 0,58–

⁹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва; sediment@geol.msu.ru

1,54 %. В пеплах обломки вулканического стекла в основном представлены прозрачными бесцветными зернами рогульчатой и оскольчатой формы, местами отмечаются частицы с буровой окраской и фьяммевидными текстурами. Среди кристаллокластов чаще всего присутствуют кварц, плагиоклазы (реже калиевый полевой шпат) и чешуйки биотита. Встречаются отдельные зерна циркона. Плагиоклазы среднего и основного состава (№ 41–63), часто с зональным строением. Повышенная основность плагиоклазов, свойственная породам, насыщенным калием, является одной из особенностей описываемых вулканитов. Биотиты с содержанием глинозема около 14–16 %, железа ($FeO_{\text{общ.}}$) 16–21 % и оксида титана 3–5 %. Для пеплов более поздних фаз сарматского вулканизма характерны более железистые и менее титанистые разновидности биотита.

В *верхнемэотических* пеплах кремнезема 66–69 %, глинозема 17–19 % и щелочей 7–13 %. Породы преимущественно отвечают субщелочным и щелочным типам магматических образований с содержанием оксида калия, равным оксиду натрия или преобладающим над ним. Отношение содержаний оксида натрия и оксида калия колеблется от 0,29 до 1,01. Породам свойственны малые количества полевошпатовой извести – 0,48–1,16 (до 2) %. В отличие от сарматских пеплов, витрокласты мэотиса в основном имеют таблитчатую (удлиненную) или изометрическую форму, они обычно шлаковидные сильно пузырчатые (пемзовидные). Наблюдаются отдельные фьяммевидные частицы. Наряду с обломками вулканического стекла в породах также присутствуют зерна кварца, кислых и средних плагиоклазов (№ 10–50), калиевого полевого шпата и биотита. Биотиту свойственны высокие содержания титана (6,01–6,15 %).

Изучение петрохимических особенностей пеплов Керченско-Таманского региона позволило выявить направленность изменений вещественного состава исследуемой пироклаستيки во времени. От древних фаз вулканизма к более молодым уменьшается кремнекислотность и увеличивается щелочность пород. Верхнемэотические пеплы характеризуются повышенными содержаниями калия. Несмотря на все имеющиеся различия по содержанию компонентов, морфологии вулканических стекол, сарматские и верхнемэотические пеплы имеют определенные черты сходства: пониженную известковистость и высокие содержания оксида калия и оксида натрия. Количество оксида калия обычно превышает концентрации оксида натрия. Пеплы в большей степени соответствуют калиевым и калиево-натриевым разновидностям вулканитов. По этому признаку изучаемые пирокластические отложения являются однотипными и относятся к единому магматическому очагу.

По близости расположения к Керченско-Таманскому региону и времени действия кислого вулканизма среди возможных источников рассматриваемых пеплов выделяются вулканические области Карпат, Турции и Кавказа.

В погоризонтном распространении кислой витроклаستيки, занесенной с Закарпатья на территорию Молдовы и встречающейся в пределах

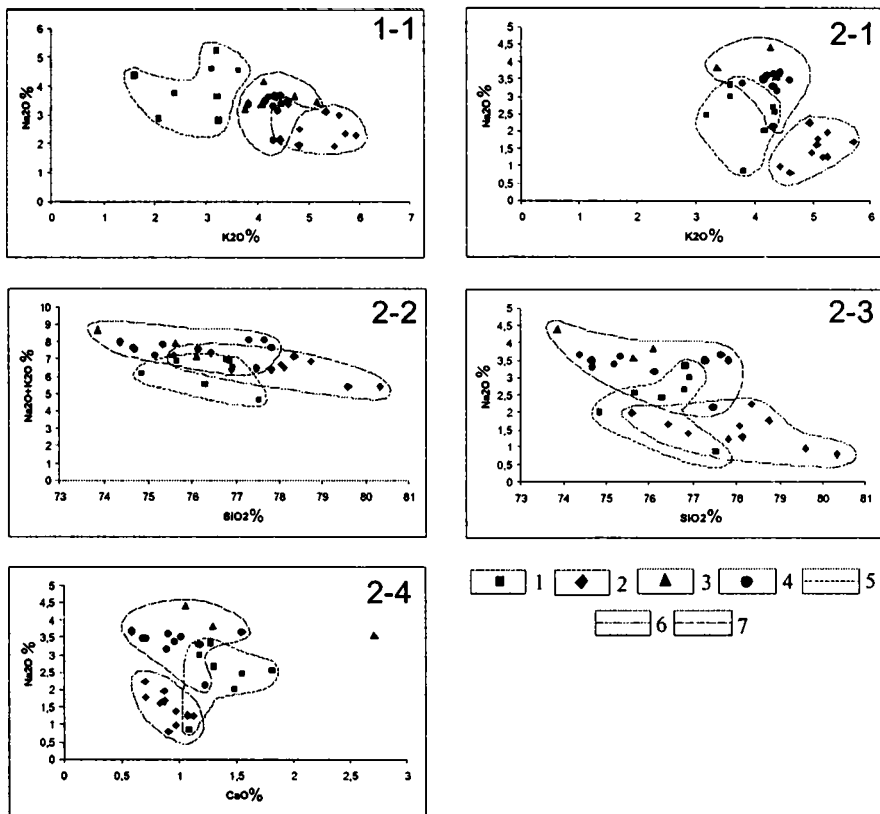


Рис. Соотношение содержаний основных компонентов в миоценовых вулканитах различных регионов

Риолиты (1-1) и обсидианы (2-1, 2-2, 2-3, 2-4): 1 – Берегового холмогорья (Закарпатье) [2], 2 – свиты Ургюп (Центральная Анатолия) [5], 3 – Малого Кавказа (Грузия и Армения) [1, 5]; 4 – вулканические стекла из пеплов Керченско-Таманского региона. Контуры полей числовых характеристик вулканитов: 5 – Берегового холмогорья; 6 – Центральной Анатолии; 7 – Малого Кавказа и Керченско-Таманского региона

Керченско-Таманского региона, отмечаются существенные различия. Развитие пепловых прослоев в верхней части среднего сармата и в верхнем сармате, характерное для Керченского и Таманского полуостровов, не выявлено в районах, прилегающих к Карпатам. В отличие от Предкарпатского прогиба горизонты пирокластического материала в пределах Керченско-Таманского региона не известны в досарматских отложениях. В риолитах и обсидианах Берегово, типичных разновидностях сарматских вулканитов Карпат, отмечаются другие, по сравнению с изу-

чаемыми пеплами, содержания основных компонентов (рисунок). Риолитам Берегово свойственны более низкие концентрации оксида калия, обсидианам – меньшие количества оксида натрия [2]. В пределах Внутренних Карпат неизвестны породы, подобные таманским кислым вулканикам с количеством щелочей более 9–10 %.

В Турции вулканизм в миоцене был распространен в пределах Центральной и Северной Анатолии [3]. Верхнемиоценовые кислые вулканиды Центральной Анатолии (свита Ургюп) и исследуемые пеплы имеют различные петрохимические особенности вещественного состава (см. рисунок). Риолиты и кислые вулканические стекла свиты Ургюп характеризуются более высокими содержаниями кремнезема (до 80 %) и пониженными количествами оксида натрия [5]. Содержание оксида калия обычно значительно превышает концентрацию натрия. Вулканические очаги Северной Анатолии (Галатский район), в связи с развитием в позднем миоцене в этой области основного магматизма, не могли служить источниками керченско-таманских пеплов [6].

На территории Кавказа миоценовые вулканиды широко распространены в Южной Грузии и Центрально-Армянской области [3]. В последовательности действия миоценового вулканизма на территории Кавказа и погоризонтном распространении керченско-таманских пеплов в разрезе наблюдается значительное сходство. В исследуемых пеплах и кислых вулканидах Южной Грузии и Центрально-Армянской области отмечаются близкие содержания основных компонентов [1, 4]. На различных диаграммах, отражающих особенности петрохимического состава всех рассматриваемых образований, выявлено повсеместное пересечение областей числовых характеристик вулканогенных пород Керченско-Таманского и Кавказского регионов (см. рисунок). Вулканикам Керченско-Таманского региона и отдельным магматическим комплексам Малого Кавказа (Ай-одзор) свойственна повышенная калийность. По этапности проявления вулканизма и петрохимической близости составов магматических пород вулканические центры Южной Грузии и Центрально-Армянской области могли являться возможными источниками изучаемых пеплов.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП “Интеграция” ЭО198/671 в рамках тематических исследований, проводимых кафедрой литологии и морской геологии МГУ на Таманском полуострове.

Литература

1. Абовян С.Б., Адамян А.А., Багдасарян Г.П. и др. Мио-плиоценовые вулканические породы / Геология Армянской ССР. Т. IV. Петрография. Вулканические породы. Изд-во АН СССР, 1970.
2. Костюк В.П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат. Вид-во АН УРСР, 1961. С. 106–130.
3. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. С. 161–169.

4. Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Геол. ин-т АН ГССР, монография, № 8. Тбилиси, 1958. С. 7–122.

5. Temel A., Gündoğdu M.N., Gourgaud A., Le Pennec J.-L. Ignimbrites of Cappadocia (Central Anatolia, Turkey): petrology and geochemistry // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1998. 85. P. 447–471.

6. Wilson M., Tankut A., Guleç N. Tertiary volcanism of the Galatia province, north-west Central Anatolia, Turkey // Lithos. 1997. 42. P. 105–121.

С.В. Сараев, А.Г. Клец, Т.П. Батурина¹⁰

Триасовый вулканизм и осадконакопление на территории Западно-Сибирской геосинеклизы

Триасовые (пермотриасовые) отложения на территории Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) пользуются широким распространением. Они вскрыты многочисленными глубокими скважинами. Несмотря на сравнительно долгую историю их геологического изучения исследователи этого региона по многим вопросам не пришли к единому мнению. В первую очередь, это касается возраста отложений, их фациального районирования, корреляции и фациального замещения различных по составу отложений в различных частях бассейна, тектонического строения, соотношения осадочной и вулканогенной частей разреза, классификационной и геодинамической принадлежности вулканических образований, генетических особенностей осадочных пород. Авторы предлагаемого сообщения попытались в какой-то степени продвинуться в решении некоторых из этих вопросов.

Основой работы послужило детальное петрографическое и геохимическое изучение керна скважин с привлечением современных аналитических методов (РФА, ИСП-МС, НАА, изотопно-геохронологическая характеристика) для анализа как вулканических, так и осадочных пород. Изучались разрезы триаса ЯНАО, ХМАО, Курганской, Омской, Томской областей, как сравнительно недавно пройденных скважин: ТСГ-6, Уренгойская-414, Бованенковская-11, Новонадеждинская-1, Южно-Эниторская-970, Малазийская-11203, Нерохская-11201, Южно-Сарманская-11204, так и скважин более раннего периода: Никольская-1, Курганские 42, 43, Надеждинская-14, Горстовая-90, Александровская-10, Панковская-1, Медвежья-20 и др. Приведенный далеко не полный перечень изученных скважин и географическое их расположение свидетельствуют о достаточно широком представительстве разрезов триаса из различных районов ЗСГ.

¹⁰ Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск; BaturinaTP@uiggm.nsc.ru

Абсолютный возраст вулканитов туринской (красноселькупской) серии, определенный современными физическими и изотопными методами, стал известен в самое последнее время [1–4 и др.]. Наши определения абсолютного возраста позволили расчленить довольно монотонную по внешним признакам вулканогенную толщу у западной границы ЗСГ на пермо-триасовые и каменноугольные базальты. По палеомагнитным данным установлена граница перми и триаса в разрезе скв. ТСГ-6 [2].

Полученные данные по петрохимии базальтов из разрезов туринской серии позволяют не согласиться с выводами иркутских исследователей об исключительно субщелочном рифтогенном характере базальтов ЗСГ, сопоставимых с инициальной стадией траппового магматизма Сибирской платформы, и об отсутствии в ЗСГ собственно покровных низкокальциевых базальтов, наиболее широко распространенных на Сибирской платформе [5]. По нашим данным [6] и согласно [7], низкокальциевые базальты развиты в разрезе ТСГ-6 Уренгойско-Колтогорского рифта, а также в скв. Никольской-1, расположенной у южного окончания этой структуры.

Наряду с наиболее распространенными типами базальтов в разрезах триаса ЗСГ отмечается присутствие трахиандезито-базальтов, трахиандезитов (скв. Уренгойская-414), а также риолитов (Северо-Поточная-142, Ключевая-172) [6, 8].

Кислые вулканиты встречены в разрезе колонковой скв. К-43, пробуренной на востоке Курганской области. Здесь слой туфов липаритов мощностью более 25 м залегает в составе толщи с преобладанием пузыристых базальтов, базальтовых лавокластитов, порфиритов, микродолеритов. Липаритовые туфы подстилаются базальтами, а непосредственно перед основанием этого слоя переслаивающимися туфами основного состава, градационно-слоистыми тефроидами (преобладают обломки базальтоидов) с прослоями полимиктовых гравелито-брекчий (с примесью обломков кислых вулканитов), красных аргиллитов и песчаников с глауконитом. Перекрываются липаритовые туфы маломощной корой выветривания по кислым вулканитам и далее толщей базальтов и лавокластитов с интервалами развития железисто-глиноземистых кирас. Кроме этого разрез скв. К-43 чрезвычайно интересен тем, что вулканиты туринской серии в разрезе одной скважины залегают на осадочной толще, представленной известняковыми конгломерато-брекчиями (мощностью более 60 м), а последняя подстилается (у забоя скважины) песчанистыми калькаренитами, биокалькаренитами с обильным глауконитом, ходами илоедов, фауной кораллов, брахиопод, фораминифер. Карбонатные конгломерато-брекчии по многим признакам представляют карстовые образования, свидетельствующие о подъеме выше уровня моря существовавшей до этого рифовой системы.

Полученный нами в самое последнее время U-Pb методом по цирконам возраст гранитоидов Межовского срединного массива ЗСГ $252,9 \pm 1,5$ млн лет (скв. Межовская-2Р) позволяет, согласно [9], рассмат-

ривать Межовский массив гранитоидов, как и базальты туринской серии, производными Сибирского суперплюма.

Имеющиеся данные по геохимии и абсолютным датировкам базальтов более древних уровней [1, 10] позволяют выработать геохимические критерии отличия вулканитов туринской серии и более древних базальтов в фундаменте ЗСГ.

Геохимическая характеристика базальтов триаса, полученная с помощью РФА и ИСП-МС методов, указывает на различия их из разных структурно-фациальных областей ЗСГ.

Седиментологическое изучение прослоев осадочных пород в туринской серии (скважины ТСГ-6, Никольская-1, К-42, К-43, Южно-Эниторская-970) выявило признаки, свидетельствующие о присутствии в разрезе морских (переходных) отложений и их сравнительной глубоководности. В отдельных частях разреза скважин установлены турбидитовый характер тефроидов, подводно-оползневые текстуры, развитие гиадокластитов, иногда пульверизационный облик последних, следы воздействия на донные осадки подводных базальтовых потоков, появление прослоев углеродсодержащих глинистых, алевроито-глинистых, биогенно(?)-кремнистых прослоев, появление глауконита и остатков фораминифер. Это позволяет предполагать, что в триасе на территории ЗСГ наряду с господством континентального типа осадконакопления, обусловленного существованием Сибирского суперплюма [9, 11], возможно, происходило периодическое проникновение морских обстановок по зонам субмеридианально ориентированных палеорифтов с севера далеко на юг (в современных координатах).

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО-УрО РАН № 6.4 и РФФИ, грант № 04-05-64318.

Литература

1. Батурина Т.П., Сараев С.В., Травин А.В. Геология и геофизика. 2005. Т. 46. №5. С. 504–516.
2. Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И. Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 323–335.
3. Иванов К.С., Коротев В.А., Федоров Ю.Н. и др. Литосфера. 2004. № 2. С. 108–124.
4. Reicow M.K, Saunders A.D., White R.V. et al. Science. 2002. V. 296. P. 1846–1849.
5. Альмухамедов А.И. Медведев А.Я., Кирда Н.П. Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1575–1587.
6. Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Пономарчук В.А., Мельгунов М.С. Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геологоразведочных работ. Пермь: КамНИИКИГС, 2001. С. 140–152.
7. Кременецкий А.А., Гладких В.С. Геохимия. 1997. № 6. С. 609–617.
8. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. ДАН. 2000. Т. 371. № 2. С. 200–203.
9. Добрецов Н.Л. Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 870–890.

В.С. Шкодзинский¹¹

Происхождение континентальной земной коры (модель глобального магматического фракционирования)

Проблема происхождения кислой континентальной коры до недавнего времени не имела убедительного решения. Главная трудность заключается в невозможности образования кислых магм в мантии при существующих в ней высоком давлении и дефиците летучих компонентов. В связи с этим трудно объяснить формирование огромного объема кислого вещества коры на ранней стадии эволюции Земли. Генезису его при гипотетических процессах метасоматоза противоречат резкий дефицит летучих и гранитофильных компонентов в мантии и ее огромная вязкость (до 10^{24} пуаз, тогда как вязкость железа всего около 10^{11} пуаз [1]), вследствие которой капли флюида могут всплыть в мантии за всю историю Земли лишь на доли сантиметра [2].

Эта проблема находит простое решение в свете полученных в последние десятилетия планетологических и петрологических данных о горячем образовании Земли и существовании на ней глобального океана магмы. Выполненные расчеты [2] показали, что земной силикатный магматический океан возник при аккреции нижней мантии в результате импактного тепловыделения. По мере роста Земли его придонная часть кристаллизовалась и фракционировала под влиянием увеличения давления новообразованных верхних частей. Кумулаты и захороненные среди них расплавы после компрессионного затвердевания формировали соответственно мантийные ультраосновные породы и эклогиты. Остаточные расплавы обогащали магматический океан расплавофильными компонентами и обусловили рост среднего содержания последних от нижних частей первичной мантии к верхним.

При аккреции нижней мантии небольшая глубина (20–30 км) зарождавшегося магматического океана и пониженная сила тяжести на небольшой по размеру Земле обусловили низкое давление (менее 5 кбар) в кристаллизовавшейся придонной части океана. Низкая скорость аккреции в это время является причиной высокой степени придонной кристаллизации возникавших импактных магм. Эти два фактора в соответ-

¹¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск; shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

ствии с имеющимися экспериментальными и петрологическими данными обусловили возникновение кислых и средних по составу остаточных расплавов. С укрупнением с течением времени падавших планетезималей увеличивались величина импактного тепловыделения, температура и глубина магматического океана и уменьшалась степень придонной кристаллизации новообразованных импактных магм, что привело к эволюции состава остаточных расплавов от малобарических кислых, средних и толеитовых при образовании нижней мантии до высокобарических субщелочных пикритовых и перидотитовых при формировании верхней мантии.

Изменение состава остаточных расплавов, формировавшихся при компрессионном придонном фракционировании, обусловило возникновение расслоенности в магматическом океане. После прекращения аккреции он имел глубину около 240 км и состав его изменялся от кислого в верхней части, через средний и основной, до пикритового и перидотитового в нижней. Вследствие значительного увеличения плотности с глубиной (от примерно 2,2 до 2,8 г/см³) в расслоенном магматическом океане при остывании не возникали обширные конвективные потоки, поэтому он очень медленно (в течение почти 4 млрд лет) остывал, кристаллизовался и фракционировал сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь. В первые 0,56 млрд лет земная поверхность была полностью покрыта расплавом и на ней не было твердых пород, что объясняет отсутствие в земной коре пород древнее 4 млрд лет. В это время начиналась кристаллизация лишь наиболее высокотемпературных минералов, что является причиной иногда устанавливаемого очень древнего возраста (до 4,4 млрд лет) ядерных частей некоторых кристаллов циркона в серых гнейсах Канады. В период примерно с 4 до 2,7 млрд лет назад происходили кристаллизация и фракционирование верхних частей кислого слоя магматического океана с образованием серых гнейсов из кумулатов и древнейших гранитов из остаточных расплавов. С появлением на поверхности магматического океана серогнейсовой протокры, достаточно прочной для того, чтобы выдерживать нагрузку мафических вулканитов, на ней начали формироваться зеленокаменные пояса в результате излияния основных и ультраосновных магм из поднимающихся нижнемантийных плюмов.

Преимущественно 3,3–1,8 млрд лет назад протекали процессы кристаллизации и фракционирования нижних частей кислого слоя после их частичного всплывания к земной поверхности с формированием эндебитов и чарнокитов. На затвердевавшей поверхности возникших гранулитовых подвижных зон в ранних водоемах накапливались первые осадки, которые после уплотнения и метаморфизма под влиянием горячего основания погружались в него и формировали изолированные тела парапарод, присутствующие в монофациальных супракристалльных гранулитовых комплексах. В нижних частях гранулитовых зон, куда не достигали погружающиеся тела парапарод, сформировался нестратифициро-

ванный инфракрустальный комплекс. После значительного затвердевания слоя кислого расплава на нем формировались различные зонально метаморфизованные супракрустальные комплексы. Эти процессы объясняют происхождение континентальной кристаллической коры, ее преимущественно кислый ортогнейсовый и гранитоидный состав и огромную мощность.

Еще недавно считалось, что гранулитовые комплексы имеют архейский возраст, а породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, являются протерозойскими. Однако изотопные датировки свидетельствуют о в среднем более молодом возрасте гранулитовых комплексов (обычно 3,3–1,8 млрд лет) по сравнению с более низкотемпературными серыми гнейсами (3,7–2,7 млрд лет). Еще меньше изотопный возраст мантийных ксенолитов (обычно 2–0,6 млрд лет [2]). Кристаллизация магматического океана сверху вниз хорошо объясняет это явление.

С позиций концепции глобального магматического фракционирования выделяются следующие стадии геологической эволюции Земли: 4,56–4 млрд лет назад – панмагматическая стадия образования континентальной коры; 4–1,9 млрд лет назад – стадия зарождения тонкой пластичной континентальной коры в океане магмы; 1,9–0,6 млрд лет назад – стадия тектоники тонких пластичных коровых плит; 0,6–0,2 млрд лет назад – стадия тектоники толстых полужестких корово-мантийных плит; 0,2–0 млрд лет – стадия тектоники толстых жестких корово-мантийных плит. Неоднородность коры в раннем докембрии возникала в основном при процессах фракционирования океана магмы, а не путем амальгамации архейских и протерозойских террейнов. Это согласуется с отсутствием между предполагаемыми террейнами океанических пород, офиолитов, субдукционных магматитов и связанного с ними оруденения, которые занимают огромные площади в областях закрытия фанерозойских океанов и без образования которых не может происходить это закрытие.

Литература

1. Таблицы физических величин. Справочник. *Аверин В.Г. и др.* М.: Атомиздат, 1976. 1006 с.
2. *Шкодзинский В.С.* Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 240 с.

Апопелловые метасоматиты во флишоидных комплексах предостроводужных палеозон

Исследования проводились в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана. Рассмотрены типичные палеодуги: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, о-в Карагинский, мастрихт-палеоцен). Наиболее выразительно различие состава преддуговых вулканогенно-осадочных флишоидных комплексов прослеживается по минеральным ассоциациям измененных пепловых кристалло-витрокластических туфов из ритмично построенных турбидитно-гемипелагических толщ, сформированных на разных по глубинности уровнях (от мелководных до относительно глубоководных) внешнего островодужного склона. Слои апопелловых метасоматитов многократно и ритмично повторяются в разрезах флишоидных комплексов всех преддуговых палеозон. Мощность слоёв изменяется от 5–10 см до 2,5–3 метров. Тектурные особенности апопелловых метасоматитов (поточковые, градационные, конволютные) рельефно выступают благодаря автономным градационно-метасоматическим преобразованиям пирокластическую материала. Минеральные ассоциации апопеллотуфовых метасоматитов показаны в таблице.

Составы минералов согласуются со средним составом формациеобразующих пород субсинхронных вулканических комплексов по соотношению основных окислов: SiO_2 , Al_2O_3 и CaO , Na_2O . Установлено, что с известково-щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейландита, с бимодальной спилит-кератофировой серией примитивной дуги – альбита, с высокоглиноземистыми мегаплагиофировыми вулканическими сериями развитой энсиматической дуги – более высокоглиноземистых ломонтита и анальцима. В последнем случае смена состава цеолитов происходит в сторону минерала (от ломонтита к анальциму), формирование которого можно ожидать в условиях большего флюидного давления [2]. Формирование анальцима, а не альбита в присутствии кварца зависело от высокоглинозёмистого состава исходного материала, что подтверждается наличием кристаллокластов основных (лабрадор-битовнит) плагиоклазов. Процессы формирования апопелловых метасоматитов наглядно прослеживаются при рассмотрении изменённых пепловых сегрегаций в туффитах флишоидных комплексов развитой приокеанической дуги (см. табл.). Апопелловые сегрегации в туффитах состоят из псевдоморфно цеолитизированных тесно соприка-

¹² Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, bivmyrzb@mtu-net.ru

Минеральные ассоциации апопелловых метасоматитов
преддуговых палеозон

Минералы	ПМ	ПО		
		Р	П(II)	П(III)
Кварц	++	++	++	++
Альбит	–	++	–	–
Ломонтит	–	–	++	–
Анальцит	+	–	–	++
Гейландит	++	–	–	–
Хлорит	+	+	+	+
Коренситоподобный минерал	+	–	–	–
Смектит	–	+	+	+
Гидролюда	–	+	–	+
Селадонит	–	–	+	–
Пренит	–	–	+	–

Примечание. ПМ, ПО – типы вулканических дуг [1]: ПМ – приматериковые (Тайгоноская, п-ов Мамет, р. Таловка Пенжинского хребта), ПО – приокеанические (В. Сахалин, хр. Кумроч, о-в Карагинский); Р, П – стадии развития дуг: Р – ранняя примитивная (В. Сахалин, о-в Карагинский), П – поздняя развитая (хр. Кумроч). Минералы: ++ главные, + второстепенные, – отсутствуют. II, III – зоны внешнего склона развитой дуги: II – расчлененного рельефа, III – глубоководные.

сающихся кристаллокластов плагиоклазов (25–80 мкм), реже витрокластов. Их вмещает селадонит-кварц (халцедон)-пренитовая пелитоморфная масса со смектитом и остатками сохранившихся пелловых частиц темноцветных минералов, преимущественно роговых обманок. В пределах цеолитовых сегрегаций частицы темноцветных минералов в 3–4 раза мельче, чем замещенные цеолитом плагиоклазы. Темноцветные минералы сохраняются совершенно неизменными, выступают как пойкилобласты в цеолитовом агрегате и представлены магнетитом, клинопироксенами и роговыми обманками. Последние часто встречаются в виде зерен с опацитовыми каймами. Содержание темноцветных кристаллокластов в сегрегации достигает 25%.

Как текстурные особенности пород, так и специфика их структуры и состава показывают, что пелловые сегрегации, возникшие в результате слипания пелловых частиц, возможно, после подводной эксплозии, в автокинетических потоках вели себя как единый самостоятельный пластичный литокласт, включающий большое количество кристаллокластов темноцветных минералов. Надо признать, что удерживание зерен темноцветных минералов и образование с участием пелловых сегрегаций в качестве обломочных фрагментов специфических потоковых, градиционных и конволлютных текстур было возможным благодаря формиро-

ванию кремнисто-цеолитового (ломонтитового) каркаса в ранний постэксплозивный этап. Продолжающаяся динамическая кристаллизация ломонтита при перемещении пирокластического потока, защищенного от резкого остывания зонами закалки, могла усиливать сцепление пепловых частиц и тем самым способствовать формированию крупных (1,5х3,0 м) линзовидных слоёв пепла. В диагенезе за счет флюидов, экранированных от рассеивания в пирокластическом потоке зонами закалки, продолжалось формирование цеолитовых сегрегаций с частичной перекристаллизацией ранее сформированных агрегатов и образованием краевых радиальных структур. Ломонтитовый каркас, в свою очередь, полностью экранировал изменение темноцветных минералов в то время, как во вмещающей алевролитовой массе изолированные пепловые частицы этих минералов подверглись стадийным (клинопироксены раньше роговых обманок) преобразованиям наряду с другими компонентами туфового и вулканотерригенного материала. При этом во вмещающей матрице шло образование смектита, селадонита, пренита, халцедона и кварца. Формирование кальциевого цеолита (ломонтита) можно предполагать в условиях низкого парциального давления углекислоты во флюиде ($X_{CO_2} = 0,03$; $P_{фл} = 2$ кбара), что, в свою очередь, зависело от смещения состава флюидов в сторону солевого по сравнению с водно-углекислым [3]. Подвижное поведение кальция наряду с алюминием подтверждается образованием пренита, что свидетельствует о высокой интенсивности метасоматических процессов в диагенезе.

Литература

1. Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана // Геотектоника. 1974. N 4. С. 85–101.
2. Kim K.T., Burley B.J. A further studies of analcime solid solutions in the system $NaAlSi_3O_8$ - $NaAlSiO_4$ - $2O$ with particular note of analcime phase transformation // Mineral. Mag. 1980. Vol. 43, № 7/8. P. 1035-1045.
3. Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983, 158 с.

Особенности состава кластогенных компонентов в песчаниках флишоидных комплексов предостроводужных палеозон

Рассмотрены предостроводужные комплексы двух типов приокеанических палеодуг: примитивной и развитой. Наиболее типично флишоидные комплексы преддуговой палеозон примитивной дуги представлены в восточной части п-ова Шмидта на Сахалине. Формирование вулканогенно-осадочного флишоидного комплекса отнесено к раннеостроводужному этапу. Основу разрезов флишоидного комплекса составляют пакки ритмичного чередования песчаников, алевролитов (преимущественно кремнистых), кремней и аргиллитов или песчаников с алевролитами. Характерны многослойные турбидиты АВЕ, ВСДЕ, СДЕ, редко АВСДЕ общепринятой турбидитной модели [1]. По текстурно-структурным особенностям и характеру стратификации рассматриваемые отложения сопоставимы с отложениями проксимально-дистальной части каньонно-веерных систем конусов выноса вулканотерригенного и терригенного материала. Полная информация о составе поставщиков вулканотерригенного и терригенного материала получена при изучении обломочных компонентов дебритов и грейнитов. Установлены следующие группы обломков пород и минералов размерностью от 0,4 до 4,0 см. 1) Спилиты и спилитизированные плагиобазальты гиалопилитовой, микроролитовой и везикулярной структуры. 2) Измененная спилито-базальтовая подводная гиалокластика, часто овальной формы, с перлитовой отдельностью, флюидалностью и везикулярными структурами. 3) Кератофиры, кварцевые кератофиры и плагиограниты с измененными биотитом и роговыми обманками, с альбитом, кварцем. 4) Продукты пропилитизации основных и кислых вулканических пород, хлорит-эпидотового и кварц-серицит-сметитового состава. 5) Туфолавы, часто смешанного спилит-кварц-кератофирового состава и измененные кристалло-витрокластические туфы. 6) Кристаллы: кварца, плагиоклазов, (альбит-андезин), клинопироксенов, роговых обманок, биотита и рудных минералов. 7) Окремненные и монтмориллонитизированные пепловые туфоаргиллиты и туфоалевролиты, часто содержащие радиолярии, а так же яшмоиды и кремни. Для этого типа песчаников характерны высокие (25%) содержания обломков пород. Они отнесены к полевошпатовым или кварц-полевошпатовым грауваккам [2]. Все перечисленные группы обломков пород и минералов, с некоторыми исключениями, прослеживаются и узнаются также в обломочных минеральных ассоциациях турбидитов и контуритов размерностью 0,2–0,5 мм. Однако в контуритах наблюдается

¹³ Москва, Институт проблем нефти и газа РАН, bivrmrzb@mtu-net.ru

тенденция увеличения аркозовости обломочного материала, связанная с одновременным ростом содержания плагиоклазов и серицита. Для них также характерно усиление роли обломков спилито-базальтов. Для песчаников турбидитных потоков установлены повышенные (от 5–7 до 10–12%) содержания в обломочной ассоциации рудных компонентов, представленных ильменитом и магнетитом, которые часто образуют послойные скопления.

На основе данных изучения обломочных минеральных ассоциаций песчаных пород делается вывод, что главным источником обломочного вещества для пород флишоидного комплекса служили вулканы контрастной спилит-кератофировой серии, при том, что формирование ее частично совпало с этапом вулканогенной и вулканотерригенной седиментации флишоидного комплекса. Проведено сопоставление на диаграммах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ данных о химическом составе исследованных граувакк с литературными сведениями о песчаных породах эвгеосинклинальных зон древних и современных склонов островных дуг и окраинных морей. Это позволило оценить специфику рассматриваемых песчаных пород и сделать прогнозы относительно структурного положения бассейнов седиментации. Несмотря на то, что исследуемые граувакки образовались в одном непрерывном разрезе, по условиям формирования (как следует из диаграммы) они оказались разделенными островной дугой на два седиментационных бассейна: преддуговой и задуговой. Обстановка преддугового бассейна подтверждается данными формационного анализа и независимыми тектоническими построениями [1]. Совмещение обстановок преддугового и задугового бассейнов трудно представить исходя из единого ненарушенного разреза переслаивающихся граувакк. В этом случае следует признать, что генетическая информация диаграмм должна проверяться независимыми геологическими методами. Состав кластогенных компонентов песчаных пород в преддуговом флишоидном комплексе развитой палеодуги, для которой характерен магматизм мегаплагиофировой серии [3], рассмотрен на примере вулканогенно-осадочных меловых-нижнепалеогеновых комплексов хребта Кумроч. Здесь выделяются следующие структурно-формационные комплексы: I – мелководный с преимущественно вулканическими ассоциациями пород, II – расчлененного рельефа (поднятия и впадины) с турбидитно-оползневыми и турбидитно-гемипелагическими вулканогенно-осадочными комплексами, III – относительно глубоководный с турбидитно-гемипелагическими и ремнистыми отложениями. По мере удаления от зоны активного вулканизма и увеличения глубоководности отложений для полевошпатовых и кварц-полевошпатовых граувакк намечаются следующие тенденции в изменении их состава (таблица). В отложениях придонных течений возрастает содержание кварца; несколько уменьшаются максимальные содержания плагиоклазов, особенно малоизмененных; роль темноцветных минералов падает в наиболее глубоководном комплексе (максимальные содержания при-

урочены к турбидитным слоям); содержание обломков пород сохраняется примерно на одном уровне. В глубоководных комплексах возрастает содержание обломков немагнетизированных базальтоидов.

Таблица

Состав кластогенных компонентов в туфотерригенных и вулканогенных песчаных породах различных комплексов хребта Северный Кумроч, масс.%

<i>Компоненты</i>	<i>I</i>	<i>II</i>	<i>III</i>
Кварц	0-2	0-3	5-12
Плагиоулазы	20-60	17-55	20-45
в том числе:			
неизменённые и малоизменённые	8-42	5-10	2-9
изменённые	11-23	17-45	16-42
Темноцветные минералы	4-20	4-18	0-3
Обломки пород	23-50	27-48	30-52
в том числе:			
базальты нежелезённые	15-23	17-22	20-48
то же, ожелезённые	8-10	22-26	2-4
туфоалевролиты	0-1	0-1	3-8
диорит-порфириды	0-3	0-1	2-5

Примечание. *I, II, III* – см. в тексте.

В целом, в результате исследований установлена зависимость состава кластогенных компонентов в песчаных породах преддуговых флишоидных комплексов от специфики вулканизма, структурного типа палеодуг и глубины формирования комплексов на внешнем осроводужном склоне.

Литература

1. *Хворова И.В.* Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей // Литология и полезн. ископаемые. 1978. № 4. С. 3–23.
2. *Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 106 с.
3. *Цветков А.А., Дмитриев Ю.И.* Базитовые ассоциации островных дуг. В кн.: Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука, 1985. С. 333-373.

Секция б-а.

Рудогенез (редкометалльно-урановый и другой стратиформный)

В.В. Авдонин, Н.Е. Сергеева¹

Особенности океанского железомарганцевого рудогенеза

Продукты глобальных процессов накопления оксидных руд на океанском дне подразделяются на две формации: формацию железомарганцевых конкреций абиссальных котловин (ЖМК) и формацию кобальтоносных железомарганцевых корок подводных поднятий (КМК).

Формация ЖМК развита на обширных площадях в пределах рудных провинций, приуроченных к крупным морфоструктурам дна – участкам абиссальных котловин. Основная масса рудных скоплений размещается в интервале широт от 35° с. ш. до 42° ю. ш., образуя единый планетарный пояс, протягивающийся вдоль экватора через Тихий, Индийский и Атлантический океаны. Из 26 конкреционных объектов Мирового океана наиболее богатой, перспективной и детально изученной является провинция Кларион-Клиппертон в Северо-Восточной котловине Тихого океана.

ЖМК представляют собой агрегаты концентрического строения, сложенные последовательно осажденными слоями оксидов и гидроксидов железа и марганца. В последовательности, составе, взаимоотношениях слоев и их групп запечатлена история формирования конкреций, механизмы этого процесса и обстоятельства, сопутствующие ему. В строении оболочки конкреций выделены и изучены слои трех уровней: а) макрослой, толщиной 0,5–1,5 см, разделенные перерывами, несогласиями, следами процессов деструкции; б) мезослой (микрослой) толщиной 1–3 мм, разделенные резкими границами, иногда несогласиями; в) субмикроскопические слои, чередование которых определяет текстурный рисунок мезослоев, толщина их от долей до 1–2 мкм.

Ритмически-слоистое чередование контрастных по содержанию железа и марганца микро- и мезослоев конкреций связано с действующим автоколебательным механизмом осаждения вещества, функционирующим в среде активного слоя донных осадков [1].

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Ритмичность и эволюция состава слоев на макроуровне является, скорее всего, следствием пульсирующего поступления рудного материала в активный слой. Эволюционный характер источника рудных компонентов наиболее убедительно может быть объяснен функционированием этого источника, связанного с периодами активизации и затухания процессов вулканизма. Поля распространения конкреций являются своеобразной удаленной фацией рудоносных осадков вулканогенно-осадочного происхождения, в которой накопившийся в верхнем слое осадка рудный материал превращается в конкреции практически до начала процесса литификации осадка или в самом его начале.

Обогащенные кобальтом железомарганцевые корки представляют собой образования, родственные конкрециям: они близки им по минеральному и химическому составу, текстурно-структурным особенностям и генезису. Наряду с этим коркам свойственны существенные специфические черты, позволяющие выделить их в самостоятельную формацию.

Кобальтоносные корки развиты в западной части Тихого и восточной части Индийского океанов, – в том сегменте Мирового океана, который отличается более длительной (начиная с юры) историей формирования. Корки образуют обширные покровы мощностью от первых сантиметров до 15–20 см на скальных и твердых породах на склонах подводных гор. Корки имеют слоистое строение; в наиболее полных разрезах корок Магеллановых гор выделяются четыре слоя: слой I-1 отнесен к позднему палеоцену – раннему эоцену; слой I-2 – к среднему – позднему эоцену, слой II имеет миоценовый, а слой III – плиоцен-четвертичный возраст. В ряде случаев встречаются фрагменты самого нижнего реликтового слоя, который датируется поздним мелом – палеоценом [2]. Этот слой отличается особенно высоким содержанием фосфора, кальция, серы, кремнезема, присутствием барита. В его строении наблюдается чередование параллельнослоистой и дендритовой текстур.

Слои корок от I-1 до III включительно характеризуются близостью минерального, химического состава. Слагающие их микрослойки не обладают существенными различиями состава. Этим они резко отличаются от конкреций, которые сложены слойками контрастного состава. Вероятнее всего, корки имеют гидrogenную природу.

В основании корковых слоев, преимущественно в реликтовом слое, нередко наблюдаются участки, в которых чередуются слойки марганцевого и фосфатного состава. Последние даже участвуют в строении дендритов и развивались в среде нанофораминиферового осадка, являющегося питательной средой для них.

Проведенные исследования позволяют прийти к выводу, что в концентрации вещества оксидных руд участвуют процессы окисления, реакции автоколебательного характера, механизмы сорбции, коагуляции, соосаждения, возможно, биологические процессы. Генезис оксидных руд не может быть сведен к одному процессу – они являются продуктом сложных взаимодействующих процессов, многообразных источников.

Но при этом очевидно, что решающая роль в образовании рассмотренных формаций, сложенных элементами типичной базальтоидной ассоциации, принадлежит базальтоидному вулканизму. Именно этот источник обладает достаточно мощным ресурсом рудных компонентов, и его периодически возобновляющаяся активность позволяет объяснить пульсирующий рост железомарганцевых образований.

Литература

1. Пунин Ю.О., Сметанникова О.Г., Демидова Г.Е., Смольская Л.С. О динамике формирования океанических железомарганцевых конкреций // Литология и полез. ископ. 1995. № 1. С. 40–50.

2. Мельников М.Е., Пуляева И.А. Железомарганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст // Тихоокеанская геология. 1994. № 4. С. 13–27.

Н.В. Аксаментова²

Литохимические особенности и условия накопления некоторых докембрийских железисто-кремнистых формаций Восточно-Европейского кратона

В раннем докембрии Восточно-Европейского кратона наиболее продуктивные железисто-кремнистые формации приурочены к двум стратиграфическим уровням: позднеархейскому (лопийскому) и раннепротерозойскому. Причем разновозрастные формации настолько резко различаются между собой, что их состав и внутреннее строение иногда рассматриваются как показатель их возрастного положения [4]. Особенно ярко эти различия выявляются при сопоставлении реконструированного по методике О.М. Розена [6] исходного минерального состава железистых и вмещающих их седиментогенных пород. Наиболее детально такая реконструкция была выполнена для железорудных толщ, в которых преобладают метаседиментогенные породы. В лопии это шашковская толща околловской серии, слагающая одноименную сложнопостроенную синклиналь в кристаллическом фундаменте центральной части Беларуси [2], и тундровская серия, выполняющая узкие асимметричные синклинали в Приимандровском и Аллареченском районах Кольского полуострова [4]. Судя по расчетному нормативно-минеральному составу пород и сопоставлению его с составом фанерозойских и современных осадочных отложений, метаседиментогенные породы этих толщ включают не-

² Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, Минск, Беларусь; acsam@ns.igs.ac.by

сколько типов исходных осадков, различающихся по составу и происхождению: терригенные глинисто-песчаные, вулканогенные, железистые, карбонатные и смешанные кремнисто-железисто-карбонатные, карбонатно-песчано-глинистые и др.

Преобладающие в разрезе первичные глинисто-песчаные породы (так интерпретируется большая часть плагииогнейсов) по нормативному минеральному составу (сравнительно невысокое содержание нормативного кварца, большое количество и исключительно плагиоклазовый состав полевых шпатов, обогащенность глинистым веществом смешанного состава с существенной долей хлорита) диагностируются как незрелые осадки типа известковистых петрокластических, полимиктовых и полевошпатовых граувакк. Доля собственно вулканогенного материала в составе железорудных толщ сравнительно невелика: это в основном первичные мелко- и тонкозернистые вулканогенно-терригенные породы основного и среднего состава – туфоалевролиты и туффиты.

Среди железистых пород по нормативному минеральному составу четко различаются два типа исходных отложений: 1) кремнисто-железистые (в том числе шамозитсодержащие) и 2) карбонатно-железистые (сидеритолиты). Известно, что образование большинства предполагаемых исходных минералов таких пород (кремнезем, гидроксиды железа, шамозит, доломит, сидерит, фосфаты) может происходить в сходных гидрохимических условиях в донных илах морских бассейнов. Причем сложный многокомпонентный состав илов обычно свойственен глубоководным обстановкам седиментогенеза [5]. Вероятно, в таких условиях шло накопление и железистых осадков. Редко встречающиеся метакарбонатные породы (кальцифиры, силикатные мраморы) интерпретируются как железисто-кремнистые доломитовые и глинистые известняки. Терригенная составляющая в них, как и в железистых породах, незначительна, что позволяет предполагать их хемогенное происхождение.

Сходство исходных глинисто-песчаных пород с граувакками, преобладающая тонкая реликтовая слоистость и диагностируемые псаммитовые и алевритовые структуры дают основание классифицировать эти породы как отложения турбидных потоков, причем удаленных (дистальных) их фаций. Установленная же принадлежность большей части вулканогенных пород к смешанным туфогенно-осадочным образованиям алевритовой и пелитовой размерности свидетельствует о значительной удаленности осадочного бассейна и от области активного вулканизма. Осадконакопление происходило, очевидно, в глубоководной части бассейна, где шло накопление кремнисто-железистых и карбонатных осадков, периодически прерываемое отложением приносимого турбидными потоками песчаного и глинистого материала, который переслаивался с хемогенными осадками. Этим, очевидно, объясняется частое и неупорядоченное чередование в разрезе незрелых граувакковых отложений и первичных хемогенных осадков, лишенных примеси терригенного материала.

Те же два типа первичных железистых пород (кремнисто-железистые, в том числе шамозитовые, и кремнисто-железисто-карбонатные) характерны и для железорудных толщ лопия Верховцевского, Сурского, Истобнянско-Медвенского, Гимольского и других районов позднеархейского Карельско-Курско-Криворожского зеленокаменного суперпояса [1, 3], но здесь они ассоциируют с основными, ультраосновными или средне-кислыми вулканами, что свидетельствует о накоплении их в областях активного вулканизма или в непосредственной близости от них. В таком случае околоская серия и железорудные толщи Кольского полуострова могут рассматриваться как удаленные фации позднеархейских метаультрабазит-базитовых и метакератофир-сланцевых железисто-кремнистых формаций.

Иной спектр исходных седиментогенных пород и, соответственно, условий их накопления характерен для раннепротерозойских железорудных серий – криворожской и курской, залегающих с глубоким размывом на породах архея или на корях их выветривания. Последние были широко распространены на всей территории Восточно-Европейского кратона, что указывает на длительный перерыв в осадконакоплении и тектоническую стабилизацию (кратонизацию) территории. В составе криворожской и курской серий среди железистых пород не встречаются сидеритолиты, а вмещающие породы представлены преимущественно кварц-слюдяными филлитовидными сланцами, кварцито-сланцами, кварцевыми метапесчаниками. При этом, как неповторимыми в геологической истории являются мощные железорудные толщи этих серий, так же практически не находят аналогов среди палеозойских и современных отложений и исходные осадки слюдистых сланцев, представлявшие собой, по-видимому, гидрослюдистые илы, возникшие за счет размыва и переотложения зрелых кор химического выветривания преимущественно гранитоидных пород. Тонкая зернистость и полиритмичная слоистость пород, а также выдержанность их на обширных территориях свидетельствуют о накоплении осадков в крупных эпикратонных бассейнах в спокойной тектонической обстановке [4].

Полученные результаты подтверждают мнение многих исследователей об этапности и устойчивой эволюции генетических типов железисто-кремнистых формаций в докембрии [4], а также показывают эффективность использования метода седиментологической интерпретации как для реконструкции исходного состава и условий накопления пород в конкретных палеобассейнах, так и для целей их межрегиональной корреляции.

Литература

1. Аксаментова Н.В. Структурно-вещественные комплексы и тектоническое районирование кристаллического фундамента Русской плиты // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 1. С. 3–13.
2. Аксаментова Н.В., Розен О.М., Трусов А.И., Аббясов А.А. Первичный состав пород железорудной толщи околоской серии кристаллического фундамента Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 45. № 6. С. 106–110.

3. Буш В.А., Ермаков Ю.Н., Уйманова Л.Н. Геодинамическая модель формирования позднеархейских – раннепротерозойских структур Воронежского массива // Геотектоника. 2000. № 4. С. 14–24.

4. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Типы формаций. Плаксенко Н.А., Горьковец В.Я., Яроцук М.А. и др. Киев: Наук. думка, 1988. 192 с.

5. Систематика и классификация осадочных пород и их аналоги. Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.

6. Rosen O.M., Abbyasov A.A., Tipper J.C. MINLITH – an experience-based algorithm for estimating the likely mineralogical compositions of sedimentary rocks from bulk chemical analyses // Computers and Geosciences. 2004. V. 30. N 6. P. 647–661.

Л.В. Анфимов³

Причина стратификации гидротермально-метасоматических месторождений магнезита в рифейском разрезе Южноуральской провинции

Южноуральская рифейская магнезитовая провинция (ЮУМП) геологически приурочена к крупной тектонической структуре – Башкирскому мегантиклинорию [2, 3]. Сам Башкирский мегантиклинорий представляет собой блок-отторженец Восточно-Европейской платформы, включенный коллизионными процессами в состав Уральского складчатого пояса [8, 11]. Примечательной особенностью месторождений магнезитов здесь является их эпигенетичность в сочетании с четким стратиграфическим положением в разрезах R_1 и R_2 [3]. Указанные геологические признаки обусловили возникновение трех концепций относительно происхождения магнезитовых месторождений на Южном Урале: ювенильной гидротермально-метасоматической [7], осадочно-диагенетической [6] и экзогенно-гидротермальной [1].

Существует два генетических типа магнезитоносности рифейских доломитовых толщ в Южноуральской провинции. Один из них выражен тонкодисперсной (1 мкм) рассеянной вкрапленностью магнезита в доломите [3, 5]. Концентрации тонкодисперсного магнезита в таких доломитах колеблются от долей процента до 11 %. В разрезе ЮУМП имеются три стратиграфических уровня магнезитоносности этого типа: 1) R_1 (саткинский), 2) R_2 (авзянский), 3) R_3 (миньярский). Доломиты с тонкодисперсной вкрапленностью магнезита сформировались из осадков рифейских эвапоритовых фаций [10], вероятно, подобных современным

³ Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, Екатеринбург; root@e-burg.ru

магнетитоносным отложениям залива Куронг в Австралии [13]. В результате литогенеза седиментогенные эвапоритовые магнезиальные кальциты с рассеянной тонкодисперсной минерализацией водных карбонатов магния преобразовались в доломиты с вкрапленностью тонкодисперсного магнетита, локализованные на определенных стратиграфических уровнях рифея. Другой тип магнетитоносности представлен гидротермально-метасоматическими залежами массивных магнетитов и является промышленным оруденением, наложенным на стратифицированные доломиты R_1 и R_2 с тонкодисперсной рассеянной магнезитовой вкрапленностью. Этим самым и объясняется существование стратификации месторождений магнетита в ЮУМП. В R_3 наложенного гидротермально-метасоматического магнезитового оруденения в миньярском горизонте с доломитами, содержащими тонкодисперсную магнетитоносность, не наблюдается. Когда осуществлялся магнезитовый метасоматоз, рифейские доломиты R_1 и R_2 находились на стадии позднего катагенеза.

Рудные растворы были седиментогенного происхождения, о чем свидетельствует состав галогенов, унаследованный доломитами и метасоматическими магнетитами от морских вод [1, 2, 4, 9]. Судя по декрепитации газовой-жидких включений в доломитах и магнетитах, рудные растворы проникали в продуктивные горизонты в несколько этапов при температурах (°C): 430–490, 320–380, 215–295, 130–180 [2]. Вероятнее всего, эти растворы формировались из термальных элизонных вод. Последние выделялись в глубинах осадочно-породного бассейна при литогенезе и метаморфизме рифейских образований, а затем перемещались нагретыми в его верхние горизонты [12], где при наличии магниевой специализации доломитов осуществляли мобилизацию, перенос и метасоматическое отложение магнетита в виде эпигенетических рудных тел.

Метасоматические залежи магнетита в рифейских отложениях ЮУМП являются литогенными, элизонными, стратиформными. Осадочно-породный бассейн Башкирского мегантиклинория представлял собой изохимическую систему, в которой горизонты доломитов саткинского (R_1) и авзянского (R_2) уровней рифея с седиментогенной тонкодисперсной магнетитоносностью явились источниками рудного вещества и вместе с тем вместилищами гидротермально-метасоматических месторождений магнетита. Песчано-глинистые толщи рифея были генераторами элизонных вод.

Миньярский горизонт R_3 таких же магнетитоносных доломитов не был затронут термальными элизонными водами, и в нем не сформировались эпигенетические месторождения магнетита. Ювенильные компоненты в формировании гидротермально-метасоматических рифейских магнезитовых месторождений не принимали участие.

Литература

1. *Анфимов Л.В.* Формации и рудоносность нижнего рифея в Бакало-Саткинском горнорудном районе на Ю. Урале // ДАН СССР. 1982. Т. 265. № 5. С. 1227–1230.
2. *Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: Уральское отделение РАН, 1997. 290 с.
3. *Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д.* Южноуральская магнетитовая провинция. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 70 с.
4. *Анфимов Л.В., Ковальчук А.И.* Галогены и бор в карбонатных породах нижнего рифея на Южном Урале // Ежегодник-1979. Информ. матер. Инст. геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980. С. 95–97.
5. *Анфимов Л.В., Петрищева В.Г.* Особенности состава и происхождения доломитов Саткинских месторождений на Ю. Урале / Минералы горных пород и руд Урала. Свердловск: Инст. геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1980. С. 23–39.
6. *Гарань М.Н.* Месторождения кристаллического магнетита Саткинского района (Ю. Урал) / Минералогия Урала. Т. 1. М.–Л.: АН СССР, 1954. С. 131–152.
7. *Заварицкий А.Н.* Результаты исследования магнетитовых месторождений в Саткинском районе в 1918 г. // Горное дело. 1920. № 2–3. С. 37–39.
8. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) и строения Урала. Докт. дисс. (научный доклад). Екатеринбург, 1998. 253 с.
9. *Крупенин М.Т., Прохазка В.* Геохимия флюидных включений в магнетитах и вмещающих карбонатных породах Саткинского и Бакальского рудных полей – значение для восстановления состава рудообразующих флюидов / Карбон. осад. последов. Урала и сопред. террит.: седименто- и литогенез, минерогения. Матер. 6-го Уральск. регион. литол. совещ. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. С. 76–78.
10. *Парначев В.П.* Фтор и хлор в позднекембрийских осадочных породах Ю. Урала / Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 35–46.
11. *Пучков В.Н.* Тектоническая природа западного склона Урала/ Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск, 1984. С. 3–9.
12. *Холодов В.Н.* Формирование газоводных растворов в песчано-глинистых толщах элизионов бассейнов / Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. С. 28–44.
13. *Borch C.C.* The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area South Australia // Geochim. et cosmochim. acta. 1965. V. 29. N 7. P. 781–801.

Литогеодинамическая специфика и минерагенические особенности областей опускания некомпенсированного типа

Благодаря работам В.И. Смирнова, Н.С. Малича, Ю.Г. Старицкого, А.Г. Щеглова, Р.Н. Валеева и других установлены различия в литогенической и минерагенической специализации определенных тектонических элементов земной коры. Это, в первую очередь, относится к надпорядковым структурам: платформы, геосинклинали, срединные массивы и рифтовые системы.

Исследования же литогеники и литолого-минерагенических особенностей структур более низкого порядка являются более сложными. Между тем, именно эти структуры, по мнению авторов, представляют в настоящее время наибольший интерес при разработке научных основ прогнозирования месторождений полезных ископаемых, в том числе и углеводородов в осадочном чехле платформ.

Литогеодинамический анализ развития осадочных бассейнов в настоящее время позволяет выделить периоды некомпенсированного и компенсированного осадконакопления, что, в свою очередь и определяет специфику и размещение полезных ископаемых. Если в периоды некомпенсированного осадконакопления седиментационные бассейны остаются незагруженными осадочным материалом, то в периоды компенсации происходит быстрое заполнение областей опускания осадочным материалом.

Области опускания, к которым приурочено некомпенсированное осадконакопление, часто обозначаются как “иловая” или “доманиковая” впадина, некомпенсированный прогиб, аккумуляционно-топографическая впадина, прогибы некомпенсированного типа и области опускания некомпенсированного типа. В строении областей опускания некомпенсированного типа (ООНТ) выделяются формации трансгрессивно-регрессивного цикла осадконакопления (углеродисто-кремнистая, доманикоидная, рифовая, карбонатно-сульфатная, галогенная и т. д.), характеризующиеся специфическими латеральными и вертикальными последовательностями смены породных комплексов. В составе трансгрессивной части цикла выделяется инундационная стадия с преобладанием биохимических процессов литогенеза над механическим переносом, которая характеризуется накоплением органического вещества (ОВ) сапропелевого и гумусо-сапропелевого ряда.

Определенный парагенезис формаций в ООНТ обусловил формирование и размещение специфической группы рудных и нерудных полез-

⁴ ООО "КогалымНИПИнефть"

⁵ Казанский государственный университет, Казань

ных ископаемых, что, в свою очередь, позволяет говорить о ее минералогической и металлогической специализации. Примером тому является серная минерализация, приуроченная к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям, по латерали замещающим доманиковые формации (Предуральский прогиб, Бугурусланская впадина и др.).

Фосфатная минерализация формируется в осадочных формациях, замещающих по латерали углеродисто-кремнистую (Малый Каратау, Центральный Казахстан) и горючесланцевую формации (Восточно-Европейская платформа – волжский век верхней юры, Туранская плита – нижний эоцен).

По данным С.С. Эллерна (1976), бокситорудные формации образуются в те отрезки времени, когда доманикоидные формации сменяются во времени ритмичнослоистыми терригенными. Известно, что по обрамлению Западно-Сибирского бассейна широко развиты мел-палеогеновые бокситы, месторождения которых полукольцом обрамляют этот бассейн с запада, юга и востока.

Рудные полезные ископаемые, генетически и парагенетически связанные с углеродистыми формациями, зависели от поступления рудных компонентов в бассейн седиментации в результате денудационных процессов в областях развития магматических и осадочных пород, а также растворов гидротермальных эксгальций во время геофлюидодинамических активизаций. Дифференциация химических элементов и рудных компонентов в седиментационных бассейнах происходила в зависимости от физико-химических условий среды осадконакопления. Геохимический фактор наиболее активно проявлялся, прежде всего, в зонах сероводородного заражения придонного слоя и водного бассейна осадконакопления, создавая зоны геохимических контрастов – барьеров.

Сероводородное заражение водного бассейна и придонного слоя создает резерв в водном бассейне одних элементов (фосфор, марганец и др.) и способствует удалению других (молибден, уран и др.) в виде металлоорганических соединений и сульфидов [3].

С углеродисто-кремнистой формацией нижнего кембрия связаны повышенные концентрации ванадия, молибдена (Большой Каратау). С формацией кульма нижнего карбона связаны месторождения полиметаллов (Центральный Казахстан).

С этапами компенсации ООНТ связаны угольные месторождения в угленосных формациях и калийные месторождения в галогенных формациях.

Доманикоидные формации нефтеносны во многих нефтегазоносных бассейнах мира. Они рассматриваются как основные нефтематеринские формации и в то же время как флюидоупоры. Литогеохимический анализ обстановок формирования и деформации доманикоидных формаций указывает на то обстоятельство, что месторождения углеводородов и твердых полезных ископаемых имеют много общих черт. В нефтяную геологию вошло понятие “жилые месторождения УВ”. Влияние

деформационных процессов проявилось в мобилизации УВ и рудного вещества во время геодинамического сжатия-разрядки: чем интенсивнее горизонтальное сжатие, тем интенсивнее происходит мобилизация УВ и рудного вещества в надвиговых зонах. При этом выделяются компрессионные и декомпрессионные зоны – мобилизаторы веществ ООТ. Для компрессионных зон (сжатие) характерно образование простых радикалов УВ, а для декомпрессии (разрядка) с широким развитием зон дилатансии – создание длинных цепей молекул УВ. Зоны компрессии и декомпрессии хорошо диагностируются по ассоциациям типоморфных глинистых минералов [2].

На основе проведенных исследований [1] все ООТ можно подразделить с учетом общей этапности геодинамического развития земной коры на четыре основных класса, располагающиеся в их эволюционной последовательности: геосинклинальный, орогенный, платформенный и активизационный. Внутри каждого класса ООТ выделяются группы, соответствующие конкретным генетическим типам структур (межгорные прогибы, краевые прогибы, перикратонные и интракратонные синеклизы, авлакогены и др.).

Формирование обогащенных ОВ осадочных формаций сопряжено с определенным запозданием по отношению к основным фазам вулканизма, часто проявленного по периферии ООТ. В эпохи магматической активизации происходило обогащение океанических бассейнов биогенными элементами, вызывавшими расцвет органической жизни. Естественно, эпохи магматической активности коррелируют по времени с эпохами максимального накопления ОВ. В частности, Н.С. Шатский рассматривал доманиковую формацию как отдаленно-кремнистую и имеющую парагенетическую связь с вулканической деятельностью.

Таким образом, литогеодинамическое сопоставление эпох максимального накопления органического вещества и твердых полезных ископаемых (фосфориты, сера, марганец, железо, ванадий, молибден, никель, уран, медь, цинк и др.) показывает их парагенетическую взаимосвязанность.

Данные, полученные из проведенного анализа особенностей литогеодинамических условий локализации различных формационных рядов и связанных с ними полезных ископаемых, позволяют более обоснованно проводить прогнозную оценку территории не только на определенные виды полезных ископаемых, но и давать их комплексную оценку.

Литература

1. Аухатов Я.Г. Особенности накопления органического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые / Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. Кн. 2. М.: Наука, 1981. С. 16–20.

2. Ситдикова Л.М. Зоны структуры кристаллического фундамента Татарского свода. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2005. 148 с.

3. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеотехиздат, 1963. 535 с.

4. *Эллерн С.С.* Эволюция осадочного процесса и формирование некоторых видов полезных ископаемых на платформах в связи с образованием некомпенсированных прогибов / Геология и геохимия нефтеносных отложений. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1987. С. 57–63.

Н.И. Бойко⁶

К металлогении рифогенных комплексов

Признавая определяющую роль в рифогенной металлогении выявленной нами сопряженности биогермообразования и эвапоритообразования [3], мы предлагаем модели рудогенеза отдельно для рифовых комплексов, ассоциированных с эвапоритовыми формациями, и рифогенных комплексов, не проявляющих такой связи.

На примере хорошо изученных рифогенных формаций Северного Кавказа, Средней Азии и других регионов обосновывается предположение, что источником оруденения в рифогенных комплексах, ассоциированных с эвапоритовыми формациями, на седиментационной стадии их развития являлись халькофильные элементы глубоководной части моря и областей денудации. Показана роль рифогенных сооружений в транспортировке и мобилизации рудного вещества. На постседиментационной стадии развития рифогенно-эвапоритовых осадочно-породных бассейнов рудообразование в органогенных постройках осуществлялось в результате гравитационно-рассольного и элизионного катагенеза.

Рудообразование в рифогенных комплексах, не ассоциированных с эвапоритовыми формациями, рассмотрено на примере известных месторождений Старого и Нового (Вибурнум) свинцовых поясов в юго-восточной части штата Миссури (США), свинцово-цинкового месторождения Ушкатын III в Центральном Казахстане, а также киммерийских железорудных месторождений Азово-Кубанского региона и Капустинского баритового месторождения Северного Кавказа. Рудообразование и в этом типе построек осуществляется как на стадии седиментационного становления осадочно-породных бассейнов, так и в постседиментационный этап их существования. При этом наиболее вероятным источником седиментационного оруденения являются халькофильные элементы областей денудации прилегающей суши. Роль органогенных построек заключается в том, что они, будучи расположенными по периферии мелководной (шельфовой) части бассейна седиментации, из-за своей морфологической выраженности препятствуют разубоживанию поступаю-

⁶ Ростовский государственный университет, Ростов-на-Дону; boiko@rsu.ru

щих сюда рудных компонентов. Они становятся своего рода ловушками, обеспечивающими локализацию металлов. На постседиментационном этапе развития рифогенных формаций, не сопряженных с эвапоритами, источником их оруденения могли выступать элизионные и инфильтрационные процессы.

Выполненными исследованиями доказана возможность использования установленных закономерностей рифогенного рудообразования при изучении не только коренных, но и россыпных месторождений. В их локализации определяющая роль принадлежит гидродинамическому фактору, часто контролируемому не только сингенетичным, но в отдельных случаях и предшествующим по времени биогермообразованием. Сопряженность рифов и россыпей показана на примере Южно-Российского титан-циркониевого россыпного бассейна, основные россыпи которого связаны со среднесарматскими и киммерийскими отложениями.

Среднесарматские россыпи приурочены к крупной структуре Скифской плиты – Ставропольскому своду. Сложены они мелкозернистыми (с преобладанием фракции около 0,1 мм) песками с горизонтально-волнистой слоистостью. Содержание титан-циркониевых минералов в продуктивных песках колеблется от первых до сотен кг/м^3 . Литолого-фациальные построения и палеогеографические реконструкции для среднесарматских отложений позволяют считать, что источником поступления рудных компонентов были не только тортонские переотложенные коры выветривания Кавказской суши, как принято сейчас считать, но и вынос их реками с севера. Эти же исследования указывают на важную роль в образовании среднесарматских титан-циркониевых россыпей Ставрополья мшанковых органогенных построек. Они формировались в аномальных для биогермообразования условиях терригенной седиментации на западном и северо-западном склонах Ставропольского поднятия, затрудняя связь между Азово-Кубанским и Терско-Каспийским среднесарматскими водоемами. Являясь своего рода биологическим баром, эти постройки препятствовали выносу имевшими место субширотными течениями рудного вещества из Терско-Каспийского в Азово-Кубанское море, а также способствовали его дифференциации в зоне россыпеобразования.

Киммерийские титан-циркониевые россыпи локализуются в отложениях сенновской свиты (пантикапейские надрудные слои) Таманского полуострова. Продуктивная толща сложена песками серыми и светло-серыми, кварцевыми, параллельно- и косослоистыми, мелкозернистыми. Суммарное содержание рудных минералов в них варьирует от 4,9 до 16,9 кг/м^3 . Реконструкции условий формирования киммерийских россыпей Таманского полуострова дают основание предположить, что существенное влияние на их образование оказывали подстилающие мезотические мшанковые органогенные постройки, которые впервые были описаны еще в начале прошлого века Н.И. Андрусовым [1]. Нами установлено, что мезотические органогенные постройки формировались в Ени-

кальском (Керченском) проливе, соединявшем мелководный Азово-Кубанский мезотический бассейн с относительно глубоководным Черноморским бассейном [2]. Именно здесь, на границе участков дна с различной глубиной, обычно на крыльях сингенетично развивающихся антиклинальных структур, создавались условия, способствующие формированию мшанковых органогенных построек. Биогенные постройки совместно с глинистым материалом, выносимым направленными со стороны Азово-Кубанского моря течениями, формировали в проливе своего рода барьер. Этот морфологически выраженный в рельефе дна барьер, как показывает анализ геологических материалов по району исследований, существенно влиял на процессы осадконакопления не только в мезотическом море, но и в сменившем его понтическом бассейне седиментации.

Аналогичная палеообстановка в зоне Еникальского (Керченского) пролива сохранилась и в киммерийское время, что подтверждают результаты литолого-фациального анализа. Подстилающие мезотические органогенные постройки и в это время продолжали существенно влиять на процессы осадконакопления. Прежде всего, они, располагаясь в единственно оставшемся проливе, соединявшем Азово-Кубанский киммерийский суббассейн с Черным морем, из-за своей морфологической выраженности продолжали играть роль бара. Этот бар и в этом случае препятствовал выносу терригенного материала (в том числе и рудных минералов) из Азово-Кубанского водоема. Поступавшие с северной, западной и восточной суши россыпеобразующие минералы направленными с севера на юг течениями переносились в сторону Еникальского (Керченского) пролива, где в основной своей массе осаждались в пределах барового сооружения, преграждавшего вынос терригенного материала через палеопролив. Именно этим объясняется тот факт, что несмотря на широкое распространение киммерийских титан-циркониевых россыпей в рассматриваемом районе, россыпи с высокими концентрациями титан- и цирконийсодержащих минералов установлены только в зоне палеопролива, причем именно в зонах биогермного палеобарьера.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы “Университеты России” (проект ур.09.01.281).

Литература

1. Андрусов Н.И. Ископаемые мшанковые рифы Керченского и Таманского полуостровов / Избранные труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 395–540.
2. Бойко Н.И. Литолого-фациальные особенности и условия образования мезотических отложений Азово-Кубанского региона // Литология и полез. ископ. 2001. № 2. С. 182–186.
3. Седлецкий В.И., Бойко Н.И., Дервягин В.С. О взаимосвязи галогенного и биогермного осадкообразования // Сов. геология. 1977. № 12. С. 8–21.

Металлогенические особенности Мезмайского потенциального рудного поля

Мезмайское потенциальное рудное поле расположено в верхнем течении р. Курджипс на Западном Кавказе, в зоне сопряжения крупных разрывных нарушений общекавказского и субмериодинального направлений. К первым относятся Пшекиш-Тырныаузская и Ахтырская шовные зоны, а вторые представлены Пшехинско-Адлерской системой разломов. Наиболее перспективные проявления приурочены к отложениям мезмайской свиты верхней юры (кимеридж – титон). Свита сложена пестроцветными глинами с прослоями известняков и доломитов. Протяженность потенциального рудного поля в меридиональном направлении более 20 км при ширине от 1 до 2 км. Рудная минерализация представлена в основном вкрапленностью галенита, реже сфалерита в прослоях известняков и доломитов.

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 орудения в рифогенных комплексах Западного Кавказа являлись прежде всего воды глубоководной части морского бассейна, существовавшего в позднеюрскую эпоху на территории современной складчатой области Большого Кавказа. 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 приносили 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 [2].

⁷ Ростовский государственный университет, Ростов-на-Дону; boiko@rsu.ru

Источником рудного вещества для рассматриваемых рифогенных полиметаллических проявлений Западного Кавказа являются также халькофильные элементы областей денудации. 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.

Кроме рудного вещества, поступавшего в позднеюрский бассейн Восточно-Кубанской впадины на стадии седиментогенеза, металлонесные растворы, по всей видимости, поступали и в сформировавшийся верхнеюрский осадочно-породный бассейн. Это осуществлялось прежде всего в результате гравитационно-рассольного катагенеза [6]. Доказательством наличия в рассматриваемом осадочно-породном бассейне хлоридных рассолов является карбонатно-эвапоритовая формация с толщей эвапоритов до 1200 м в Восточно-Кубанской впадине. А еще М.Г. Валяшко [3] показал, что каждый кубический километр отложившихся на галитовой стадии солей сопровождается захоронением 2 км^3 маточных рассолов. Такие рассолы, гравитационно погружаясь вниз, непрерывно взаимодействовали, вероятно, по реакции Мариньяка с известняками подстилающей карбонатной толщи. При этом поровые растворы переходили в широко распространенные в осадочно-породном бассейне хлоркальциевые воды, а известняки доломитизировались, образуя, особенно в верхней части карбонатной толщи, пачки сильнопористых средне-крупнозернистых эпигенетических доломитов [1].

Хлоркальциевые рассолы, возникающие в связи с процессами гравитационно-рассольного катагенеза, обычно содержат повышенные количества Pb, Zn, Cu и других элементов. В нашем случае это объясняется не только общеизвестной их химической агрессивностью, но и взаимодействием с граувакковыми пестроцветными образованиями титонского яруса – носителями высоких концентраций рудных компонентов. Возможность извлечения рассолами металлов из вмещающих пород доказана в [4].

Оказавшись в карбонатной толще, металлонесные рассолы по проницаемым зонам, в качестве которых выступали прежде всего органогенные постройки и контролирующие их разломы, просачивались дальше вниз, способствуя рудообразованию в подстилающих эвапориты биогермных породах. Продолжающиеся нисходящие тектонические движения и переход всего позднеюрского осадочно-породного бассейна в стадию элизионного катагенеза обусловили резкое изменение пластовых давлений на глубине. В результате рассолы, обогатившись допол-

нительно металлами за счет взаимодействия с нижележащими келловейскими и байосско-батскими терригенными породами, выжимались по пластам-коллекторам и зонам разломов. При этом органогенные постройки и контролирующие их разломы выполняли роль каналов разгрузки элизионных растворов и одновременно коллекторов оруденения.

На полиметаллическое оруденение в рифогенных постройках Западного Кавказа распространяется мнение В.И. Смирнова [5] о полихронном происхождении стратиформных руд. Их образование началось на стадии седиментогенеза и продолжалось в ходе диагенетических и катагенетических преобразований. Более того, на Лагонакской ступени такие процессы протекают и сейчас.

Установленная для позднеюрской карбонатно-эвапоритовой формации Западного Кавказа сопряженность рудной минерализации и органогенных построек предопределяет необходимость переоценки и других известных среди рифогенных формаций Северного Кавказа проявлений рудной минерализации (барита в триасе, целестина в поздней юре – раннем мелу и т.д.). Их минерагения слабо изучена, а с позиции рифогенного рудообразования ее никто не рассматривал.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы “Университеты России” (проект ур.09.01.281).

Литература

1. *Бойко Н.И.* О генезисе доломитов верхнеюрских карбонатных отложений Западного Предкавказья // Литология и полез. ископ. 1982. № 2. С. 47–53.
2. *Бойко Н.И., Пушкарский Е.М., Седлецкая Н.М.* Горючие сланцы в верхнеюрских отложениях Северного Кавказа // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 6. С. 1455–1457.
3. *Валяшко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 397 с.
4. *Дворов В.И.* Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 178 с.
5. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
6. *Холодов В.Н.* Новое в познании катагенеза // Литология и полез. ископ. 1982. № 3. С. 3–22.

Механизм формирования зонального профиля рудноносных кор выветривания (гипотезы, факты)

Создателем теории минерально-геохимической зональности в коре выветривания (КВ) считается И.И. Гинзбург. По мнению этого ученого, "...теоретически любая КВ должна иметь зональный профиль, так как кислые почвенные растворы, просачиваясь вниз, постепенно усредняются и переходят в слабощелочные и щелочные" (Гинзбург, 1963, с. 91). Вместе с тем, "...ни в одной области геологии нет такого количества различных мнений и представлений, как в разделе, посвященном общим вопросам генезиса древних КВ" (В.П. Петров, 1967, с. 3). В настоящее время наиболее дискуссионным остается механизм формирования зонального профиля КВ, обосновываемый тремя гипотезами: 1 – последовательного формирования; 2 – одновременного формирования всех зон в микрообъеме с последующим увеличением их мощности; 3 – одновременного формирования всех зон по исходной породе на всю глубину существующей системы трещин.

Гипотеза последовательного формирования была сформулирована И.И. Гинзбургом (см. цитату в начале текста) и получила свое дальнейшее развитие в работах его учеников. Представляется, что формирование зонального профиля протекает стадийно с замещением ранних зон более поздними. В качестве основных геологических фактов приводятся пространственно-временные соотношения КВ и коррелятных им отложений. В частности, указывается на близкое строение зонального профиля бокситоносных КВ и связанных с ними разрезов отложений карстовых бокситовых месторождений (Слукин, 1966, 1991). В обоих случаях снизу вверх дезинтегрированные породы сменяются гидрослюдисто-монтмориллонитовыми, каолинитовыми и затем гиббситовыми (бокситовыми) зонами (горизонтами), формирующимися *in situ* в первом случае и в результате переотложения во втором. Считается, что развитие зон в КВ происходит в связи с потеплением климата (Слукин, 1966; Разумова, 1967).

Вместе с тем, образование зональных профилей КВ может протекать в одной и той же зоне тропического климата, что связано с различными геоморфологическими условиями их локализации, определяющими, в свою очередь, особенности гидрогеохимического режима областей коробразования. На Кубе в условиях расчлененного платообразного рельефа формирование мощных никеленосных КВ с полным трехзональным керолито-нонтронито-охристым и сокращенным двухзональным керо-

⁸ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

лито-охристым профилями происходило в областях среднеинтенсивного и интенсивного водообмена, в то время как неполный профиль с одной зоной дезинтеграции развивался при затрудненном или очень интенсивном водообмене (Бугельский, 1974). Изучение типоморфных минеральных парагенезисов в зональном профиле никеленосных КВ показало, что связанные с ними месторождения формируются в процессе гипергенного метасоматоза стадийно, путем псевдоморфного замещения исходных минералов новообразованными (Витовская, 1990). На примере месторождений Кемпирсайской группы на Южном Урале было установлено, что профиль никеленосных КВ состоит из максимально возможного числа (I – V) минеральных зон, которое отвечает наиболее полному ряду последовательного преобразования исходных минералов ультрабазитов при выветривании. Для серпентинитов этот ряд типоморфных для каждой зоны минералов следующий: **I – серпентин → II – керолит (гипергенный серпентин) → III – Fe-Mg монтмориллонит (феррисапонит) → IV – нонтронит → V – гетит**. Гипергенные кристаллические минералы этого ряда всегда находятся в ассоциации с рентгеноаморфной железо-кремниевой фазой. Ее состав также закономерно изменяется по профилю выветривания снизу вверх от существенно кремниевого до железистого и является типоморфным для каждой зоны (Витовская, Бугельский, 1982; Витовская, 1990).

В пользу рассматриваемой гипотезы свидетельствуют также наблюдения стадийного преобразования исходных минералов в профиле выветривания основных пород, как может быть показано на примере изменения плагиоклаза и пироксена (Лисицина, 1973): **плагиоклаз → монтмориллонит → каолинит → гиббсит; авгит → триоктаэдрический хлорит → метаталлуазит + оксиды железа → гиббсит + оксиды железа**.

Гипотеза начального развития зонального профиля КВ в микрообъеме была предложена В.П. Петровым. По мнению этого ученого, “профиль выветривания формируется сразу, и в зачаточном маломощном профиле должны быть те же зоны, которые имеются в полностью развитом профиле. Разница заключается лишь в том, что в развитом профиле эти зоны мощнее... Образование всех зон коры выветривания обязательно идет одновременно” (Петров, 1967, с. 236, 288). В. П. Петров относил КВ к древним почвам, сформированным в особых, отличных от современных, природных условиях. Синхронного разрушения и переотложения продуктов КВ, по его мнению, не происходило. Зарождение зональности профиля выветривания на микроуровне доказывалось, в частности, на примере замещения кристаллов плагиоклаза гиббситом через кайму галлуазита в КВ базальтов.

Гипотеза одновременного формирования всех зон КВ по материнской породе на всю глубину существующей зональности получила свое развитие в восьмидесятые годы прошлого столетия. Наиболее обстоятельная ее формулировка приводится в работе А.Г. Черняховского: “...любой горизонт коры выветривания формируется путем изменения

материнской породы именно того вертикального уровня, на котором он находится. Развитие первичной вертикальной зональности коры выветривания, таким образом, следует изображать в виде совокупности нескольких параллельных рядов изменения материнской породы, одновременно, но с разной скоростью протекающих на разных вертикальных интервалах зоны разгрузки внутренних напряжений” (Черняховский, 1983, с. 117).

Рассмотрим факты в подтверждение этой гипотезы на примере КВ позднекайнозойских базальтов восточной окраины Азии. Здесь, в пределах Дальневосточного региона России происходит смена монтмориллонового элювия (Хабаровский край) на каолинитовый (Приморье) и далее – на гиббсит-каолинитовый в Южной Корее, каолинит-гиббситовый в Китае и каолинит-гиббситовый и гиббситовый во Вьетнаме. Минеральный состав КВ отражает климатическую зональность, свойственную этой территории. Сказанное свидетельствует о возможности формирования различных минеральных зон не стадийно, а непосредственно по исходной породе (базальту) в условиях определенного климата. По всему разрезу каолинит-гиббситового профиля КВ базальтов Вьетнама наблюдаются реликтовые блоки (“ядра”) исходного базальта, что также подтверждает одновременное формирование КВ вдоль существующей системы трещин с последующим развитием внутри монолитных блоков. Состав и кристаллическая структура исходных минералов определяли состав и морфоструктурные особенности замещающих их в каждой зоне гипергенных новообразований (Новиков, Самогин, Магазина, 1990; Новиков, 2000):

плагноклаз	→ гиббсит
	→ сферолитовый каолинит
	→ глобулярный галлуазит
	→ аллофан;
пироксен	→ гиббсит + гидроксиды железа
	→ пластинчатый каолинит + гидроксиды железа
	→ трубчатый галлуазит + гидроксиды железа
	→ монтмориллонит.

Рассмотренные гипотезы механизма формирования различных типов зональных профилей коры выветривания показывают, что они могут развиваться стадийно с последовательным метасоматическим замещением ранних зон более поздними или синхронно с одновременным образованием каждой зоны по свежей породе. Это подтверждает известное высказывание В.В. Тихомирова (1984), что геология – это такая наука, в которой факт, наблюдаемый в одном месте, не отрицает факта, устанавливаемого в другом месте.

**Формирование марганцеворудных гигантов
в черносланцевых бассейнах Паратетиса:
следствия геодинамических и импактных событий
у границы эоцен/олигоцен**

Крупнейшие в истории фанерозоя марганцевые раннеолигоценовые месторождения Юга Украины (Никопольское и др.) и Грузии (Чиатурское и др.), а также марганцерудные накопления Мангышлака, северо-восточной Болгарии и северо-запада Турции, небольшие залежи в Венгрии и в Южной Словакия являются синхронными Mn-рудными накоплениями, залегающими в основании нижнего олигоцена (рюпельский ярус Европы или пшехский региональный ярус России) на обширной территории Паратетиса от Центральной Европы до регионов Средней Азии. Они характеризуются общностью структурных позиций (мобильные окраины юга Евразийской плиты, или склоны срединных массивов Альпийского пояса), обстановок залегания (тектонически жесткий, субплатформенный субстрат), фациальных соотношений и условий седиментации (шельф внутренних, окраинных черносланцевых бассейнов Паратетиса), литологического, минерального, химического состава руд и вмещающих отложений. В этих месторождениях заключено более 30 % мировых запасов марганцевых руд фанерозоя, или более 70 % – кайнозоя.

Бассейны Паратетиса сформировались вследствие коллизии континентальных плит Евразии и Индии у границы эоцен/олигоцен в процессе общего распада Гондваны, активизированного почти синхронными импактными событиями на севере Сибирской платформы и в Северной Америке. Такое столкновение континентов привело к глобальной перестройке системы плит, усилению развития мантийных плюмов, активизации осевых зон Мирового океана, сопровождаемой возрастанием скоростей спрединга, продуцированием грандиозных масс океанской литосферы, вулканизмом и гидротермальной деятельностью.

В это время происходит образование континентального ледового щита Антарктиды, изменение систем циркуляции глубинных и поверхностных водных масс Мирового океана, интенсификация подводных эрозионных процессов, сопровождавшиеся общим похолоданием, развитием глобальной рюпельской трансгрессии. Периоды похолодания в позднем эоцене – олигоцене, последовавшие после импактных событий у границы эоцен/олигоцен, с определенностью соответствуют интервалам планетарного ухудшения климата (ядерной зимы), по модели Г.С. Голицына [4, 3, 2].

Граница эоцена и олигоцена в Паратетисе характеризовалась существенной сменой седиментологических, гидрохимических обстановок бас-

⁹ Геологический институт РАН, Москва; *I.M.Varentsov@waren.msk.ru*

сейнов, проявившейся в нарастании аноксидных условий. На обширном пространстве от области Рейнского грабена, включая районы краевых прогибов Альп, Польских, Украинских Карпат, Словакии, Венгрии, Трансильвании, до окраин Евразийской платформы – Крымско-Кавказской области, районов Закаспия накапливались осадки, существенно обогащенные органическим веществом (до 5–7 % $C_{орг}$) сапропелевой природы, нередко с остатками наземных растений, пиритом и ассоциирующей минерализацией, типа черносланцевых майкопских осадков Черноморской впадины и обрамляющих прогибов. Формирование раннеолигоценовых впадин является закономерным событием в истории распада Гондваны, эпизодов раскрытия – закрытия океаноподобного бассейна Тетис, зарождения и развития системы бассейнов Паратетиса и Перитетиса, в свете геодинамики коллизионного режима, существенно влияющего на организацию плит.

С начала олигоцена на фоне доминирующего шельфового моря формировались быстро углубляющиеся бассейны с затрудненным водообменом, повышенной биологической продуктивностью в фотической зоне и отчетливыми признаками стагнации, аноксии придонных слоев воды. Однако, своеобразие раннеолигоценовой палеогеографии Центрального и Восточного Паратетиса состояло в том, что, наряду с крупнейшим Черноморским аноксидным бассейном, в пределах этой системы существовали и другие эксинные впадины (Южно-Словацкий бассейн, Венгерский бассейн, Рионская, Квирильская впадины, Центрально-Каспийская впадина), по окраинам которых располагались сравнительно крупные Мп-рудные месторождения (Кишовце-Швабовце, Эгер-Демиен, Чиатурское, Квирильское, Магышлакское и др.), редкометальные накопления.

Широкое региональное развитие Мп-минерализации, редкометального оруденения, интенсивного накопления кремнистых, цеолитсодержащих и богатых органическим веществом отложений контролировались ранне-рюпельской субглобальной трансгрессией Мирового океана. Вторгшиеся океанские воды были обогащены Мп и ассоциирующими металлами, питательными компонентами, происхождение которых связано с глобальной эндогенной активизацией Мирового океана, в частности, значительно усилившейся гидротермальной деятельностью близ границы эоцена / олигоцена. Таким образом, аноксидные впадины Паратетиса в раннем олигоцене выполняли функцию резервуаров-накопителей, концентрировавших переходные металлы, РЗЭ и другие компоненты, находящиеся в рассеянных количествах в воде этого шельфового моря. В последние перекачивались грандиозные количества Мп, Fe и других компонентов, принесенных в Паратетис в результате многоактной рюпельской трансгрессии. Очевидно, что рудообразующая роль аноксидных котловин могла сохраняться до исчерпания ресурса относительно повышенных концентраций взвешенных и растворенных форм компонентов (в частности, Мп и Fe) в открытом шельфовом бассейне.

1. Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А. Глобальные климатические катастрофы. М.: Гидрометеиздат, Московское отделение, 1986. 158 с.
2. Голицын Г.С. Состав атмосферы и климат / Глобальные экологические перемены на пороге XXI века. Материалы конференции. М., 1998. С. 185–196.
3. Golitsyn G.S. Possible climatic consequences of a large-scale nuclear conflict / Lawrence Livermore Laboratory Nuclear Winter Study Papers. Environmental Science and Public Policy Archives. Section II. Box 21 (202). 1987 (Dec.). Harvard College Library.
4. Golitsyn G.S., MacCracken M.C. Atmospheric and climatic consequences of a major nuclear war: results of recent research / Lawrence Livermore Laboratory Nuclear Winter Study Papers. Environmental Science and Public Policy Archives. Section II. Box 22 (217–218). 1985 (Jan.) – 1987 (Jan.). Harvard College Library.

И.Ф. Габлина¹⁰

Сульфиды меди и меди-железа на разных стадиях литогенеза

Рассмотрены особенности состава, кристаллической структуры и парагенетических ассоциаций минералов системы медь – сера и медь – железо – сера, их распределение в современных океанских гидротермально-осадочных образованиях и в разновозрастных осадочных меденосных отложениях, в разной степени измененных (от диагенеза до начальных ступеней метаморфизма, а также подводного и поверхностного гипергенеза).

Основными объектами исследований служили первичные, метаморфизованные и гипергенно-измененные руды медистых песчаников и сланцев (из месторождений Мансфельд, Любин-Серошовице, Западного Приуралья, Джезказган, Удокан, Гравийское и Сухарихинское), а также современные рудоносные осадки гидротермального поля Логачев-1 и гидротермальные сульфидные руды полей Логачев-1, Логачев-2 и Рейнбоу Срединно-Атлантического хребта на поверхности дна океана.

Диагностика минералов осуществлялась с помощью рентгеновского анализа микропроб (метод Дебая, Гандольфи), который сочетался с минераграфическими исследованиями и рентгено-спектральным микроанализом.

Ключом к решению проблемы является открытие в последние годы в системах Cu – S и Cu – Fe – S низкотемпературных нестехиометрических полиморфов с узкими пределами устойчивости, что легло в основу методики определения условий среды минерало- и рудообразования по кристаллохимическим особенностям сульфидов этих систем.

¹⁰ Геологический институт РАН, Москва; gablina@ilran.ru

Известно 10 природных соединений системы медь – сера: халькозин (Cu_2S), метастабильная тетрагональная форма $\text{Cu}_{2,0-1,96}\text{S}$, джарлеит ($\text{Cu}_{1,96}\text{S}$), роксбит ($\text{Cu}_{1,72-1,86}\text{S}$), дигенит ($\text{Cu}_{1,75-1,78}\text{S}$), анилит ($\text{Cu}_{1,75}\text{S}$), джирит ($\text{Cu}_{1,5-1,6}\text{S}$), спонкопит ($\text{Cu}_{1,4}\text{S}$), яроуит ($\text{Cu}_{1,1}\text{S}$), ковеллин (CuS). Большая часть этих минералов имеет нестехиометрический состав (отношение медь/сера варьирует от 2 до 1), что связано с переходом части меди из одновалентного состояния в двухвалентное в присутствии кислорода, т. е. с окислением ее. Нестехиометрические минералы системы $\text{Cu} - \text{S}$ отличаются от халькозина, дигенита и ковеллина низкой температурной устойчивостью (ниже 93°C для джарлеита, 50°C для роксбита и 30°C для анилита). По составу, физическим свойствам и особенностям распространения выделяются два ряда: халькозин-дигенитовый ($\text{Cu}_2\text{S} - \text{Cu}_{1,75}\text{S}$) – высокомедистые сульфиды, и джирит-ковеллиновый ($\text{Cu}_{1,6}\text{S} - \text{CuS}$) – маломедистые сульфиды. Высокомедистые минералы неустойчивы в экзогенной обстановке, т. к. присутствие даже небольшого количества кислорода в рудообразующей системе приводит к окислению и выносу меди.

Сульфиды меди и железа в изученных месторождениях представлены халькопиритом (CuFeS_2), кубанитом (CuFe_2S_3), изокубанитом, борнитом (Cu_3FeS_4) и идаитом (Cu_3FeS_4). Кроме перечисленных стехиометрических минералов в системе медь – железо – сера известны также нестехиометрические соединения. В работе рассмотрен аномальный (“оранжевый”) борнит с дефицитом меди в кристаллической решетке – $\text{Cu}_{5-x}\text{FeS}_{4+x}$. В литературе он получил название х-борнита и рассматривается как низкотемпературная кубическая модификация стехиометрического тетрагонального борнита. Х-борнит стабилен при температуре ниже 75°C . При повышении температуры в интервале $75-140^\circ\text{C}$ (в зависимости от состава) он распадается на стехиометрический борнит и халькопирит [1, 2, 3].

Результаты исследований отражены в таблице. Из нее видно, что нестехиометрические сульфиды меди и х-борнит являются типоморфными минералами экзогенных руд – современных рудоносных океанских осадков, неметаморфизованных медистых песчаников и сланцев, зон вторичного сульфидного обогащения и окисления. Выявляется приуроченность нестехиометрических высокомедистых сульфидов (с отношением Cu/S более 1,75) к первичным рудам, а нестехиометрических маломедистых (с отношением Cu/S менее 1,75) – к гипергенно-измененным.

Метастабильная тетрагональная форма Cu_2S , стехиометрические халькозин и борнит более типичны для высокотемпературных руд эндогенного происхождения. Они установлены в современных гидротермальных образованиях на дне океана, в экзоконтакте магматогенного месторождения Талнах [4], в метаморфизованных рудах Удокана и альпийских жилах Джекказгана.

Выявленные закономерности распространения сульфидов меди и железа в различных генетических типах руд обусловлены их различной температурной и химической устойчивостью и позволяют использовать

их в качестве минералов-индикаторов для восстановления термической и физико-химической истории формирования месторождений меди в древних осадочных бассейнах.

Таблица

Распространение сульфидов в природных рудах
на разных стадиях литогенеза

Стадии образования и преобразования рудовмещающих пород	Месторождения	Рудообразующие минералы	Типоморфные минералы систем Cu – S и Cu – Fe – S (химическая формула)	Верхний T-предел устойчивости типоморфных минералов, °C	Продукты фазовых переходов типоморфных минералов
Диагенез	Рудоносные осадки Логачева-I (САЗ)	джарлеит роксбиит анилит спионкопит яроуит	$Cu_{1,72-1,86}S$	50–90	дигенит
Катагенез	Западное Предуралье, Мансфельд, Гравийское, Джекказган (рядовые вкрапленные руды)	джарлеит дигенит борнит х-борнит халькопирит пирит марказит	$Cu_{1,96}S$ $Cu_{5-x}FeS_4$	93 75–140	Халькозин +дигенит Халькопирит +борнит
Поздний катагенез – метакатагенез	Джекказган (богатые вкрапленные и жильные руды)	халькозин дигенит борнит халькопирит пирит	Cu_2S	435	дигенит
Зеленосланцевая фация метаморфизма	Удокан	халькозин дигенит борнит халькопирит пирит (±пирротин)	Cu_2S (смесь моноклинного и тетрагонального)	>450	дигенит
Гипергенез подводный	Логачев-1, Логачев-2, Рейнбоу, (сульфидные прстройки)	джарлеит роксбиит анилит джириит спионкопит	$Cu_{1,96}S$ $Cu_{1,75}S$ $Cu_{1,5-1,6}S$ $Cu_{1,4}S$	93 30–75 ? 157	Халькозин +дигенит дигенит ?
Гипергенез поверхностный	Джекказган, Удокан, Сухаринское	яроуит ковеллин х-борнит борнит халькопирит	$Cu_{1,1}S$ CuS $Cu_{5-x}FeS_4$	157 507 75–140	ковеллин ковеллин дигенит халькопирит +борнит

Примечание: жирным выделены типоморфные минералы.

Исследования проводятся при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 97-05-64208, 01-05-64679, 05-05-64952) и по Программе ОНЗ РАН № 2.

Литература

1. *Yund R., Kullerud G.* Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system // *J. Petrol.* 1966. V. 7. Pt. 3. P. 454–488.
2. *Лурье А.М., Габлина И.Ф.* Зональный ряд сульфидов на месторождениях меди красноцветных формаций // *Геохимия.* 1976. № 1. С. 109–115.
3. *Сатпаева М.К.* Руды Джекказгана и условия их формирования. А.-А.: Наука, Каз. ССР, 1985.
4. *Габлина И.Ф.* Тетрагональный сульфид меди (I) в природных рудах // *Докл. РАН.* 1992. Т. 323. № 6. С. 1170–1173.

В.А. Епифанов¹¹

Гидрогенное бокситообразование в пульсациях Земли

До сих пор одним из краеугольных камней рудной геологии является вопрос о происхождении бокситов. Среди существующих гипотез преобладают модификации трех основных направлений – латеритного, хемогенно-осадочного и гидротермального. Накопленный фактический материал дает основание сторонникам этих гипотез отстаивать свои точки зрения, невзирая на аргументированность других. В качестве объединяющей существующие точки зрения нами предлагается гидрогенная гипотеза бокситообразования, получившая поддержку в представлениях о пульсационном развитии Земли.

В начале 70-х годов XX века ИГЕМ АН СССР выполнил сводную работу по бокситоносности СССР [6], в которой были выделены рудные эпохи: 1 – нижнекембрийская, 2 – средне-верхнедевонская, 3 – нижне-среднекаменноугольная, 4 – нижнемезозойская, 5 – средне-верхнеюрская, 6 – апт-альбская, 7 – верхнемеловая, 8 – палеоцен-эоценовая. В сгруппированном виде они помещены нами в колонку 7 таблицы (см. в этом сборнике работу автора “Пульсации Земли и макроциклы литогенеза”). Анализ таблицы позволяет отметить следующее.

Широкомасштабное бокситонакопление происходило как в теплую Сибирскую термозэру, так и в холодную Гондванскую гляциоэру (кол. 8), и связано оно было как с фазами глобальных трансгрессий (кембрий, мел – палеоген), так и с позднепалеозойской суперрегрессией (кол. 4).

¹¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск; *v-pif@sniggims.ru*

Поскольку в глобальных пульсациях Земли бокситообразование и всепланетный теплый климат не имеют однозначной связи, то, следовательно, должен быть предложен иной путь формирования бокситов, в рамках которого климатические условия не имели бы определяющего значения.

Модель альтернативного образования бокситов ранее предлагалась автором на основе анализа фактических данных по бокситоносности Сибирской платформы [3–5]. В ее рамках главная рудообразующая роль отводится эксфильтрационным процессам, проявленным в напряженных литогеодинамических и литогидрологических обстановках.

В основу модели положены: 1 – выявление постоянной приуроченности бокситопроявлений к границам гидрогеологических структур, для которых подземными “водоразделами” являются зоны барьерных рифов; 2 – взгляд на зоны перехода рифогенных фаций в бассейновые как на естественные региональные дренажные системы, функционирование которых обеспечено проницаемостью рифов и их внешних склонов и наличием карбонатно-глинистых бассейновых водоупоров; 3 – представления о катагенном формировании и элизивной миграции углекислых щелочных глубинных вод в периоды активных напряжений сжатия земной коры; 4 – данные по разрушению алюмосиликатов углекисло-щелочными флюидами (формирование псевдоморфных бокситов) и их приповерхностной разгрузки с образованием хемогенных бокситов через промежуточные алюмогидрокарбонатные минеральные фазы типа давсонита – $\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$ и алюмогидрокарбоната $\text{CaAl}_2(\text{OH})_4(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [1]; 5 – значительная разорванность во времени между образованием вмещающих бокситы пород (карбонаты кембрия), внедрением субстрата псевдоморфных бокситов (траппы триаса), и формированием рудных тел (мел – палеоген).

Эксфильтрационная гидрогенная модель сочетает в себе основные признаки гидротермального (без прямого участия магматизма) и латеритного (без жестких ограничений по климату) рудообразования и раскрывает механизм формирования как остаточных (псевдоморфных), так и хемогенно-осадочных бокситов.

Как отметили А.В. Сидоренко с соавторами, при метаморфизме глинисто-карбонатных пород одновременно с отжатием больших объемов воды выделяется CO_2 (до 14 вес. %) и образуется агрессивный катагенный флюид [7]. Масштаб насыщенности флюида щелочными элементами (щелочной резерв) и углекислотой определяет потенциал раствора, реализуемый формированием бокситов, либо кор выветривания соответствующей “степени зрелости”. При этом важную роль играет длительность существования и напряженность необходимой литогидродинамической обстановки. Последняя определяется литогеодинамическими обстановками горизонтального давления, возникающими в эпохи активизации орогенеза.

Сопоставление данных таблицы (кол. 5 и 7) позволяет указать на связь главных эпох бокситообразования с пульсационным сжатием и

отметить, что в это время наблюдаются (кол. 4) локальные повышения уровня моря и в фазу глобальной трансгрессии, и в фазу регрессии. Эти частные трансгрессии могут быть обусловлены отжатием в Мировой океан вод из подземной гидросферы. В пользу этого также свидетельствуют данные из классификационной таблицы Ю.К. Горецкого [2, табл. 27]. Характеризуя месторождения платформенных и геосинклинальных областей, автор, описывая дорудный рельеф, в каждом случае указывает на его эрозионные либо карстовые формы и отмечает, что бокситоносные отложения повсеместно связаны с озерными, болотными, лагунными и прибрежно-морскими условиями. Таким образом, вне зависимости от возраста и приуроченности к тектоническим областям и структурным зонам, все бокситовые месторождения генетически связаны с обводненными территориями, в пределах которых выработаны эрозионные формы рельефа. При этом в бокситоносных профилях существенную роль играют гидролиты, образование которых прямо связано с привнесом извне калия.

Следует также принять во внимание тот факт, что часто с бокситоносными территориями сопряжены разновозрастные им угленосные бассейны. А поскольку угли являются залежами углерода и нередко содержат повышенные концентрации целого ряда химических элементов, отсутствующих во вмещающих породах, то отметим, что как и бокситообразование, угленакопление происходило в обводненных условиях при участии больших объемов углерода (CO₂) и поступлении ряда иных химических элементов.

Все эти особенности могут быть оценены как следствия проявления гидрогенного рудообразования, реализованного в формировании месторождений бокситов.

Таким образом, через создание благоприятных литогеодинимических обстановок пульсации Земли могут влиять как на масштабы, так и на типы рудообразования, среди которых до сих пор еще недооценена роль гидрогенных процессов.

Литература

1. Бгатов В.И., Лизалек Н.А., Резанова Н.М., Спешилова М.А. Алюмогидрокарбонаты как возможный источник глинозема / Геология алюминиевого сырья Сибири. Новосибирск, 1983. С. 31–38.

2. Горецкий Ю.К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений / Труды ВИМС. Новая серия. Вып. 5. 1960. 256 с.

3. Епифанов В.А. Гидрогеолого-стратиграфо-тектонический контроль зрелых кор выветривания в карсте на северо-востоке Сибирской платформы / Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Матер. науч. конфер. Т. 1. Томск, 1998. С. 70–73.

4. Епифанов В.А. Роль подземных вод в формировании и размещении карстовых бокситов северо-востока Сибирской платформы / Гидрогеология и карстоведение. Вып. 13. Пермь, 2000. С. 116–123.

5. Епифанов В.А. Модель гидратогенного бокситообразования на примере Сибирской платформы / Региональная геология. Геология месторождений полезных ис-

копаемых. Матер. междунар. науч.-технич. конфер. "Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства". Томск, 2001. С. 218–222.

6. Платформенные бокситы СССР. М: Наука, 1971. 386 с.

7. Сидоренко А.В., Розен О.М., Теняков В.А. Гиммельфарб Г.Б. Метаморфизм осадочных толщ и "углекислое дыхание" земной коры // Сов. геология. 1973. № 5. С. 3–11.

М.С. Ковальчук, Л.А. Фигура, О.В. Шестаков¹²

Гидрогенное золото в осадочных комплексах Украины

Исследование золотоносности осадочных толщ Украины показало значительное присутствие в них гидрогенного золота. Гидрогенное золото представлено:

– в водах поверхностных водотоков (Украинских Карпат и Украинского щита), дренирующих известные рудопроявления золота;

– в подземных водах на известных рудопроявлениях золота (Юрьевское, Балка Широкая, Клинцы, Сергеевское, Капитановское), где оно мигрирует (в форме хлорид-иона) и осаждается на геохимических барьерах различного типа (образуя ореолы рассеивания вокруг рудопроявлений) вместе с элементами-спутниками (по разному реагируя на однотипные геохимические барьеры, они образуют зональность аномальных ореолов в направлении потока подземных вод, которая является поисковым критерием для обнаружения коренных источников золота);

– в разновозрастных золотоносных корах выветривания (которые широко развиты на территории Украины), различных по составу и происхождению пород (установлено остаточное, гидрогенное и новообразованное золото), где оно активно мигрирует в профиле коры выветривания, обогащая, главным образом, верхнюю каолинитовую зону, осаждается на геохимических барьерах разной природы, образуя новое золото (характеризуется весьма высокой пробностью ($Au = 99,0–100,0\%$), имеет четкую выраженную кристаллографическую огранку (с блестящими, гладкими поверхностями и острыми гранями) или же присутствует в виде пленочных и губчатых образований на органике, глинистых и других минералах, а также образует автоэпитаксические нарастания на остаточном золоте);

– в древних и современных морских литофациях, где гидрогенное золото переводится в самородное состояние как сильными осадителями золота – гидроксидами, сульфидами (их метастабильные формы) железа и марганца, так и органическим веществом (живым и отмершим).

Переотложение первично накопленного рудного материала – обычное и обязательное явление в осадочных рудопроявлениях и месторож-

¹² Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина; kms1964@ukr.net

дениях металлов, которое начинается на стадии диагенеза и продолжается при катагенезе и метаморфизме. Такое явление происходит благодаря мобилизации золота, переводу его в мобильные водорастворимые и металлоорганические формы миграции и концентрации на геохимических барьерах. В результате возникают новые эпигенетические концентрации золота. Процессы мобилизации и концентрации золота в литогенетических процессах осадочных толщ Украины наиболее четко проявлены в красноцветных (докембрийских, нижнедевонских, верхнепермских, верхнетриасовых, верхнеюрских, верхнемеловых, палеогеновых, неогеновых), черносланцевых (вендских, ниже-среднекаменноугольных, триас-юрских, неогеновых), фосфоритоносных (докембрийских, меловых, палеогеновых) отложениях разных регионов Украины.

Таким образом, гидрогенное золото повсеместно присутствует в осадочных толщах, является существенным резервом минерально-сырьевой базы золота Украины и активно принимает участие в литогенетических процессах осадочного золотого рудогенеза.

А.В. Коробицын¹³

Стадиальная минерагения осадочных бассейнов платформенных и складчатых областей

В основу настоящего сообщения положены результаты геологических исследований автором протерозойско-фанерозойских отложений Верхояно-Чукотской складчатой области Восточной Якутии и прилегающей части Сибирской платформы. Они проводились в Институте геологии Якутского филиала СО АН СССР, а также в Центральном комплексной тематической и поисково-съёмочной экспедициях ПГО “Якутскгеология” с 1954 по 2000 гг.

Как известно, В.А. Обручев справедливо считал, что “все рудообразовательные процессы тесно связаны с пороодообразующими” [5, с. 8]. Они реализуются не только при магматизме, но и при литогенезе. [6, 7, 2]. Согласно [1], литогенез представляет совокупность последовательных процессов образования, изменения, деформации и разрушения пород и руд, слагающих осадочные бассейны, которые, по [8], представляют структурно-вещественные комплексы тектоно-седиментационного цикла. Исходя из этих принципиальных положений, ниже кратко рассматриваются общие особенности стадийных преобразований прогрессивного (седиментогенез, диагенез, катагенез), инверсионного (метагенез) и регрессивного (дислокациогенез, гипергенез) этапов литогенеза осадоч-

¹³ Пермский государственный университет, Пермь

ных бассейнов складчатых (коллизийных) и платформенных (плитных) областей. Они отличаются условиями образования, составом, мощностью и степенью дислоцированности пород и формаций, а также типами связанных с ними полезных ископаемых.

Прогрессивный этап и его стадии сравнительно детально изучены отечественными и зарубежными литологами. Его начальная, седиментогенная стадия объединяет процессы осадконакопления в водной среде океанов, морей, озер и рек, а также в аэриальных условиях суши. Согласно современным представлениям [7, 3, 4, 10], выделяются четыре климатических типа седиментогенеза – ледовый, перигляциальный, гумидный и аридный, – а также вулканогенно-осадочный и океанский седиментогенез. В прямой зависимости от относительной скорости выпадения в осадок кластитов, взвешенных и растворенных компонентов и видов биофиксации последних выделяются его ранняя и поздняя подстадии. В раннюю подстадию в осадочных бассейнах гумидных областей при гравитационной дифференциации кластитов образуются аллювиальные и прибрежно-морские россыпи Au, Pt, а также минералов Ti, Zr, алмазов. В проточных озерах накапливаются аллохтонные торфяники. В условиях ледового климата образуются флювиогляциальные ПГС, содержащие попутные россыпные мелкоразмерные компоненты. В позднюю подстадию в гумидных бассейнах осаждаются в основном хемогенные, органогенные, гидротермально-вулканогенные осадки и полезные ископаемые пластовой морфологии – залежи руд Al, Fe, Mn, а в озерах – автохтонные торфяники, сапропели. В аридных зонах в заливах и лагунах образуются руды полиметаллов, залежи каменных, калийных и магнезиальных солей, а на побережьях и пустынях – золотые концентрации тяжелых минералов. В ассоциации с вулканогенными осадками в морях и океанах формируются жидкие руды Fe, Mn, Ni, благородных металлов.

Диагенная стадия отвечает процессам литификации осадков и руд и происходит в условиях полужакрытой системы с низкими значениями P/T параметров. В ее раннюю подстадию в окислительной обстановке образуется глауконит, а в дальнейшем в восстановительной среде – лептохлориты, карбонаты и сульфиды Fe. В позднюю подстадию с дальнейшим погружением бассейна происходит образование цемента зернистых пород, их поровое обезвоживание, литификация карбонатных илов и эвапоритов, появление цеолитов в туфах и формирование фосфоритовых и железо-марганцевых конкреций и желваков, обогащенных Ni, Cu, Pb, Zn, Co, Ag, Au. В морских и океанских осадках и областях криолито-генеза образуются залежи газогидратов [9].

Катагенная стадия протекает в условиях повышенных значений гидростатического давления и температуры в результате общего погружения породного бассейна. В ее раннюю подстадию за счет внутрислойного растворения неустойчивых фемических компонентов, основных плагиоклазов и пирокластик в зернистых породах происходит перегруппировка кластитов по тетраэдру, поровое обезвоживание пелитов,

цеолитизация туфов и формирование солевого состава пластовых вод. Торфяники преобразуются в германиеносные бурые угли. В позднюю подстадию при дальнейшем погружении бассейна за счет повышения P/T параметров среды частичному растворению подвергаются и более стойкие компоненты песчаных и алевритовых пород – средние и кислые плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, кварц, кремни, кислая пирокластита. Образуются конформно-регенерационные и инкорпорационные структуры, сокращаются емкостные параметры пород и формируются хлоридно-сульфатные и хлоридные низкотемпературные пластовые воды, а за счет углеродистых алевропелитовых пород – углеводороды (главная фаза нефтегазообразования). Карбонаты и эвапориты окристаллизуются. В экранированных рифовых постройках и в зонах выклинивания песчаников возникают литологические залежи нефти и газа, а также полиметаллов. Глинистые каоустобиолиты преобразуются в сапропелиты и горючие сланцы, бурые угли становятся каменными, эвапориты дифференцируются по составу, образуя залежи калийных и каменных солей, ангидритов, магнезитов, бишофитов. Эти типы месторождений в основном характерны для платформенных областей.

Инверсионный этап является переходным к регрессивному, отвечает началу инверсии (смене знака) тектонических движений в породном бассейне, происходит при максимуме P/T параметров и соответствует метазенезу и региональному метаморфизму (последний не рассматривается). В метазенезе условно выделяются также ранняя и поздняя подстадии. В раннюю подстадию, когда стресс проявляется локально, происходит зачаточная перекристаллизация кластитов, основной массы пелитовых, карбонатных, кремнистых пород и туфов. В углеродистых сланцеватых породах развивается метасоматическая пиритизация. Каменные угли становятся тощими. В позднюю подстадию при господстве стресса в терригенных породах возникают новые минеральные ассоциации хлорит-мусковит-альбит-кварцевого состава с лепидо-, порфиристо- и гранобластовыми, шиповидными и мозаичными структурами и сланцеватыми текстурами. Тощие каменные угли становятся антрацитами. Карбонатные породы мраморизируются. Поровые термальное флюиды мигрируют в зоны меньшего напряжения – в проницаемые песчаные пласты и участки кливажной трещиноватости углеродистых сланцев, формируя альпинотипные кварцевые прожилки и рассеянные сульфидные метакристаллы и их линзы с повышенными концентрациями рудных элементов.

Регрессивный этап отвечает орогенезу складчатых и эпейрогенезу платформенных областей и отличается от предшествующих общим и локальным снижением P/T параметров среды, развитием пластических и хрупких дислокаций пород и их деструкцией в результате общего поднятия территории, ее денудации и эрозии. Он объединяет дислокационную и гипергенную стадии.

Дислокационная стадия в литологии обычно опускалась из рассмотрения, являясь предметом изучения структурной геологии, а также

околорудных изменений в учении о полезных ископаемых. Тем не менее, она четко проявлена в литогенезе и минерагении, предворяя гипергенез. В связи с преобладающими дислокациями в ней выделяются ранняя и поздняя подстадии. В раннюю подстадию при пликвативных дислокациях породных ассоциаций в анизотропных по физическим свойствам ритмического строения терригенных и терригенно-карбонатных формациях в замках складок вследствие аточного эффекта происходит образование декомпрессионных межпластовых полостей, куда латерально устремляются флюиды, генерирующие стратиформные залежи различных полезных ископаемых. При этом обязательным условием для их локализации является наличие перекрывающих флюидоупоров. В платформенных областях в эту подстадию формируются структурные залежи газа, нефти, артезианских пресных и минерализованных вод, урановых роллов, медистых песчаников и сланцев. А в складчатых областях образуются крупные и уникальные стратиформные или телетермальные месторождения благородных, цветных, редких металлов.

В позднюю подстадию, совпадающую с тектоно-магматической активизацией складчатых областей и блоков платформ в сейсмоактивных условиях преобладают хрупкие дислокации пород и формаций с образованием декомпрессионных разломов и зон дробления, в которые вертикально устремляются гетерогенные термальные флюиды, образуя рудные гипогенные месторождения разнообразного состава и масштаба, обычно секущей жильной, зональной и штокверковой морфологии.

Гипергенная стадия завершает этап и отвечает процессам деструкции пород и руд, сформировавшихся ранее. Она детально исследована в учении о корах выветривания и связанных с ними месторождениях полезных ископаемых, поэтому рассматривается кратко. В ее раннюю подстадию преобладает физическое выветривание пород и руд в окислительной и щелочной обстановках. Для нее характерно образование элювиальных и делювиальных россыпей Au, Pt, алмазов за счет механического разрушения содержащих их рудных тел. В позднюю подстадию при господстве химического выветривания и активной роли биоса в условиях теплого гумидного климата в нейтральной и кислой средах сначала образуются глинистые ассоциации монтмориллонита, хлорита, каолинита, а в конце – формирование бурых железняков и бокситов. При выветривании упорных руд образуются дезинтегрированные поликомпонентные месторождения, а также месторождения зон вторичного обогащения за счет выщелачивания золотоносных сульфидов бедных руд. В областях криолитогенеза в условиях сезонного промерзания и оттаивания при температурной амплитуде более 100 °С в сульфидизированных породах и рудах происходит их интенсивное сернокислотное экзотермическое разложение и образование каолинистых кор выветривания, а также маршаллитов по золотоносным кварцевым жилам – источникам плейстоцен-голоценовых россыпей золота СВ России [10].

Таким образом, терригенные, органогенно-хемогенные, пирокластогенные, а также магматогенные породы и гидротермалиты осадочных бассейнов платформенных и складчатых областей в течение одного тектоно-седиментационного цикла развития в каждую из подстадий и стадий прогрессивного, инверсионного и регрессивного этапов литогенеза генерируют, трансформируют и локализуют флюидные и твердые полезные ископаемые в виде пластовых и секущих тел разного состава и масштаба, что позволяет определять минерагеническую специализацию осадочных формаций и осуществлять на единой методологической основе прогноз и поиски минерального сырья на территориях различного геологического строения.

Литература

1. *Вассоевич Н.Б.* Стадии литогенеза / Справочник по литологии. М.: Недра, 1988. С. 85–96.
2. *Коробицын А.В.* Минерагения стадиальных процессов литогенеза осадочных бассейнов / III Международная конференция “Новые идеи в науках о Земле”. Избранные доклады. М., 1998. С. 111–118.
3. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1976. 390 с.
4. *Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1984. 416 с.
5. *Обручев В.А.* Рудные месторождения. Л.–М.: ОНТИ, 1935. 593 с.
6. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
7. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостоптехиздат, 1963. 535 с.
8. *Цейслер В.М.* Осадочные бассейны как структурно-вещественные категории / III Международная конференция “Новые идеи в науках о Земле”. Избранные доклады. М., 1998. С. 105–108.
9. *Черский Н.В.* К тайнам глобального реактора / Наука и человечество. М.: Знание, 1989. С. 332–343.
10. *Шило Н.А.* Учение о россыпях. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.

А.В. Коробицын¹⁴

Стадиальные типы концентрации золота осадочных бассейнов

Золото в природных объектах, по выражению В.И. Вернадского, “всюдно”. Оно распределено от $n \times 10^{-10}$ % в морской воде до самородков в рудах и россыпях. Содержания золота в пластовых водах и горных породах близки и составляют $n \times 10^{-7}$ %, а в россыпях и рудах – более $n \times 10^{-4}$ %.

¹⁴ Пермский государственный университет, Пермь

Эти дискретные концентрации золота, отличающиеся на 3 порядка, обусловлены физико-химическими параметрами среды и формами его нахождения в растворах, минералах, породах и рудах. Все это свидетельствует об исключительной миграционной способности и различной локализуемости его при экзогенных и эндогенных геологических процессах формирования осадочных бассейнов в течение тектоно-седиментационного цикла.

На основании разработанной автором стадияльно-литогенетической минерации осадочных бассейнов [7, 11] и геохимии золота в породах и гидротермалитах [6, 8] в настоящем сообщении рассматриваются стадияльные типы, подтипы и виды концентрации золота, возникшие при стадияльных процессах прогрессивного, инверсионного и регрессивного этапов литогенеза. Они позволяют определять золотометаллогеническую специализацию осадочных и вулканогенно-осадочных формаций и позволяют более обоснованно проводить прогнозно-поисковые и оценочные исследования территорий различного геологического строения [9].

Прогрессивный этап литогенеза охватывает седиментогенную, диагенную и катагенную стадии. Он характеризуется постепенным погружением бассейна осадконакопления с увеличением значений Р/Т параметров среды и уменьшением емкостных свойств пород, а также образованием новых минералов и структур пород и руд.

Седиментогенный тип концентрации золота и других ценных минералов связан с накоплением и гравитационной дифференциацией терригенных осадков в гидродинамически активных аллювиальных и прибрежно-морских условиях гумидного и перигляциального климата при эрозионных и денудационных процессах золоторудных полей и промежуточных коллекторов [2, 18]. Его ранний подтип образуется при гравитационной дифференциации кластитов. Поздний подтип связан с более длительными хемогенным, органогенным и вулканогенно-осадочным видами фиксации золота в осадках.

По результатам нейтронно-активационных анализов автором были изучены особенности распределения золота в породах верхнего палеозоя верхоянского комплекса [6]. Установлено, что высокие его содержания, превышающие 10 мг/т, характерны для крупно- и среднезернистых песчаников, а наиболее низкие, менее 5 мг/т, – для их алевритистых мелкозернистых разновидностей. Содержания выше 10 мг/т имеют углеродистые аргиллиты и алевролиты. Более сложно золото распределено по фракциям песчаника и алевролита. Его максимальные концентрации определены в тяжелых фракциях пород (51 и 72 мг/т соответственно). При этом в крупной и тонкой фракциях глин песчаника содержание золота в 3 и 5 раз выше, чем в таковых алевролита при их близком количестве (5,8 и 4,3 %). В песчаниках цемент представлен хлоритом с примесью гидрослюда, а в алевролите – гидрослюдой с примесью хлорита. Баланс распределения золота по фракциям показал, что основное его количество (80,5 и 97,8 %) связано с кварцевой и полевошпатовой по составу

песчаной и алевритовой фракциями. При этом около 20 % золота песчаника находится в глинистой фракции и только 2 % в таковой алевролита. В тяжелой фракции песчаника содержится 0,49 %, а алевролита – 0,24 % золота в связи с их низкими выходами (0,05 и 0,03 % соответственно).

Распределение золота по фаціальным типам песчаных пород показывает, что наибольшая дисперсия содержаний характерна для прибрежно-морских разновидностей при максимальной частоте встречаемости содержаний в интервале от 5 до 10 мг/т, тогда как в мелководноморских она смещается на интервал от 1 до 5 мг/т. Группировка проанализированных песчаников по минеральному составу показала, что половина граувакково-аркозовых и полевошпатово-граувакковых песчаников содержит золота более 10 мг/т, а большинство проб (71 %) аркозово-кварцевых песчаников – менее 10 мг/т.

В нижнетриасовых вулканогенно-осадочных породах Верхоянья среднее содержание золота (мг/т) максимально в туфопелитах (7,3), меньше его в туфоалевритах (4,6) и минимально в туфопсаммитах (3,6), при 6,7 мг/т в базальтах [6]. Высокие содержания золота (до 0,47 г/т) установлены [15] в ожелезненных металлоносных илах рифтогенных впадин Красного моря, в ракушняках моллюсков Балтийского моря (в среднем 45,2 мг/т), а также в битуминозных карбонатных формациях Сибири (от 80 до 100 мг/т), по данным [17].

Следовательно, если в раннюю подстадию седиментогенеза образуются кластогенные россыпи пластовой морфологии, то в ее позднюю подстадию – в основном хемогенно-органогенные и вулканогенно-гидротермальные контрастные геохимические аномалии золота, определяющие золотометаллогеническую специализацию соответствующих формаций.

Диagenный тип концентрации менее продуктивен. Если в его раннюю подстадию происходит каемочная регенерация золотин в россыпях в окислительно-восстановительных условиях среды, то в позднюю подстадию – формирование карбонатных, фосфатных и сульфидных конкреций, содержащих высокие концентрации золота и других элементов. Например, в пиритовых конкрециях из протерозойских алевропелитовых сланцев Ленского района среднее содержание золота составляет 66 мг/т [3], а из аргиллитов Западного Верхоянья колеблется от 42,7 до 566 мг/т. По данным [14], пиритовые конкреции из протерозойских известняков Енисейского кряжа содержат золота от 0,1 до 0,4 г/т, а вмещающие их породы – от 0,1 до 16 мг/т. В фосфоритовых конкрециях мезозоя Русской платформы содержания золота достигают 150 мг/т, а в фосфоритовой муке Егорьевского месторождения – от 50 до 300 мг/т, при 30 % свободного золота, извлекаемого амальгамацией [13].

Следовательно, в диagenетическую стадию в россыпях и техногенных отвалах происходит регенерация золота на затравках в раннюю подстадию, а в осадочных породах в ее позднюю подстадию – конкреционная концентрация золота, которое может быть промежуточным коллектором россыпей.

Катагенный тип концентрации золота связан с внутрислойным растворением на ранней подстадии неустойчивых меланократовых компонентов кластитов, а на поздней – и более устойчивых минералов с образованием солевого состава низкотемпературных поровых вод и углеводородов, содержащих рудные элементы, в том числе и золото. Например, его средние содержания в пластовых водах Русской платформы составляют 3,6 мг/т. В хлороформенном и спиртобензольном битумах концентрация золота достигает нескольких г/т, полученных [17] из горючих сланцев, содержащих золота 50 мг/т и ОВ 18,7 %, и из битуминозных известняков с 57 мг/т золота и ОВ 0,14 % Сибирской платформы.

Следовательно, катагенный тип концентрации золота образует зачаточную золотоносную минерализацию низкотемпературных пластовых флюидов и представляет золотометаллогенический потенциал.

Инверсионный этап выделяется как переходный, отвечающий началу инверсии территории осадочного бассейна, и соответствует стадии метагенеза. Он предшествует региональному метаморфизму. В раннюю подстадию метагенеза происходит локальная перекристаллизация катагенетически преобразованных пород и образование метасоматических пиритов в их углеродистых разностях. В позднюю подстадию при региональном стрессе в породах возникают новые минералы, grano- и лепидобластовые структуры и сланцеватые текстуры. Термальные пластовые флюиды мигрируют в проницаемые метапесчаники и трещиновато-кливажированные сланцы, образуя среди их углеродистых разностей метасоматическую пиритизацию. Установлено [6], что средние содержания золота в катагенетически преобразованных породах резко снижается по сравнению с таковыми, измененными катагенетически (до 5,48 от 7,52 мг/т), при этом его содержания в песчаниках падают (до 5,86 с 7,80), в алевролитах (до 4,00 с 7,25) и в аргиллитах (до 6,90 с 7,74). Эта тенденция уменьшения средних содержаний золота подтверждается концентрацией его в метасоматических пиритах, в которых, например, в Южном Верхоянье, в среднем составляет 350 мг/т [16]. Данные концентрации золота представляют второстепенный источник при россыпеобразовании.

Регрессивный этап представляет дислокациогенную и гипергенную стадии, отвечая орогенезу складчатых и эпейрогенезу платформенных областей. Он отличается общим постепенным и резким локальным снижением Р/Т параметров среды от максимальных значений в начале до минимальных близповерхностных в конце этапа.

В дислокационную стадию в соответствии с преобладающими пластическими и разрывными дислокациями пород и формаций выделяются ранняя и поздняя подстадии. В раннюю подстадию при гибких дислокациях пород происходит в основном латеральная миграция флюидов. В ритмического строения терригенных формациях в замках складок возникают первично вакуумные межпластовые полости, которые заполняются метаморфогенными гидротермами, образующими полиэтажные стратиформные залежи малосульфидной золото-кварцевой формации.

Примером таких месторождений золота является Биндиго в Австралии, а также месторождения Юрско-Буларского узла в Южном Верхоянье. Золото с содержаниями до сотен г/т локализуется в кварце и арсенипирите. В углеродистых алевропелитовых формациях, экранированных песчаниковыми формациями или поверхностями надвигов, образуются стратиформные залежи золото-сульфидного типа, известные в штате Невада США (Карлин, Голд Кворри и др.), Ленском золотоносном районе (Сухой лог) и др. Они представляют мощные золотоносные тела с крупными запасами золота.

Поздняя подстадия, связанная с проявлениями разрывных дислокаций пород и тектоно-магматической активизацией, отличается вертикальной миграцией гетерогенных гидротерм. В наиболее проницаемых и активизированных зонах дробления углеродистых алевропелитовых формаций образуются золотоносные линейные мощные тела и штокверки с оперяющими золото-кварцевыми жилами (месторождения Нежданнинское, Наталкинское и др. на СВ России). Для них характерны разноранговые повышения концентрации золота и сопутствующих элементов относительно рудной зоны и рудного поля, окаймленные зонами дефицита золота относительно кларка [8].

Таким образом, дислокационно-генный тип концентрации золота характеризуется формированием крупных золоторудных месторождений метаморфо-генного и магмато-генного генезиса.

Гипергенная стадия завершает регрессивный этап и представляет процессы деструкции пород и руд, сформировавшихся ранее. Она происходит в приповерхностных континентальных условиях областей денудации. В ее раннюю подстадию при преобладании физического выветривания в пределах золоторудных полей в окислительной и щелочной обстановках образуются элювиальные и пролювиальные россыпи золота и сопутствующих элементов. В позднюю подстадию при господстве химического выветривания и активной роли биоса при гумидном климате в нейтральной и кислой средах образуются месторождения зон вторичного обогащения золото-сульфидных руд. В областях криолито-генеза в зонах сульфидизированных углеродистых сланцев в рудных полях происходит интенсивное сернокислотное выщелачивание пород и руд и формирование золотоносных каолинит-сульфатных кор выветривания с маршаллитами по кварцевым золотоносным жилам при температурных сезонных годовых амплитудах, превышающих 100 °С. За счет таких кор образовались плейстоценовые и голоценовые россыпи золота СВ России [18].

Литература

1. Аношин Г.Н., Емельянов Е.М., Пережогин Г.А. Золото в современных осадках северной части Атлантического океана. Геохимия. 1969. 19 с.
2. Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 471 с.
3. Буряк В.А. Закономерности размещения и генезис золотого оруденения Байкало-Патомского нагорья. Автореф. докт. диссерт. Иркутск, 1973. 45 с.

4. Буряк В.А. Особенности металлогении золота / Геологические этюды. Магадан, 2003. С. 116–127.
5. Ивенсен В.Ю. Вулканогенно-осадочный генезис раннетриасовых отложений верхоянского комплекса и влияние пирокластического материала на распределение кларковых содержаний золота / Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 294–307.
6. Коробицын А.В. Особенности распределения кларковых содержаний золота в верхнепалеозойских отложениях верхоянского терригенного комплекса / Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 260–293.
7. Коробицын А.В. Литогенез и минерагения (на примере Якутии) // ДАН СССР. 1982. Т. 266. № 1. С. 425–427.
8. Коробицын А.В. Геохимические ореолы рудных полей в углеродистых алевропелитовых породах / Методы геологических исследований при поисках полезных ископаемых Якутии. Якутск, 1983. С. 85–90.
9. Коробицын А.В. Литологические и геохимические аспекты прогноза месторождений золота (на примере Якутии). Диссерт. доктора г.-м. н. Новосибирск, 1993. 60 с.
10. Коробицын А.В. Формационно-минерогенетический метод численной оценки перспектив золотоносности // Отечественная геология. 1994. № 9. С. 28–31.
11. Коробицын А.В. Минерагения стадияльных процессов литогенеза осадочных бассейнов / III Международная конференция “Новые идеи в науках о Земле”. Избранные доклады. М., 1998. С. 111–118.
12. Коробицын А.В., Карелин С.В. Системная методология определения перспектив золотоносности осадочных бассейнов с целью оценки прогнозных ресурсов рудного и россыпного золота / III Международное совещание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Пермь, 2005. С. 115–116.
13. Мельникова А.В. Золотосодержащие фосфориты центральной части Русской платформы – своеобразный тип промежуточных коллекторов / XII Международное совещание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. М., 2000. С. 234.
14. Петров В.Г. Золото в опорных разрезах докембрия западной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 348 с.
15. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.
16. Силчев М.К., Белозерцева Н.В. Распределение золота в осадочных и изверженных породах Нежданинского золоторудного месторождения // Геохимия. 1973. № 6.
17. Шаламов И.В., Попова М.В., Савицкая Л.В. Методические рекомендации по изучению золотоносности платформенных битуминозных формаций с целью выявления нетрадиционных типов золотого оруденения на стадии прогноза. Новосибирск, 1991. 44 с.
18. Шило Н.А. Учение о россыпях. Владивосток: Дальнаука, 2002. 575 с.

Геологический и литологический контроль повышенной металлоносности угленосных мезозойских и кайнозойских формаций Приамурья (Хабаровский край)

Для исследования содержаний малых элементов в углях были рассмотрены данные спектрального анализа углей, их золы и, частично, песчано-глинистых пород, вмещающих угли, по семи буроугольным и двум каменноугольным месторождениям и участкам Приамурья. Были изучены палеоген-неогеновые бурые угли (группы 2Б) Мухенского, Хурмулинского, Розенгартовского, Ушумунского, Лианского месторождений, расположенных в Среднеамурском бассейне (или вблизи него) и Мареканского – в Прихотье [2, 5]. В Буреинском бассейне исследовались угли (марки 3Б) Чекудинского (в юго-западной части бассейна), каменные угли (марок Д, Г) месторождений Ургал-Солони (на западе) и Ургальского (на востоке).

Среднеамурский осадочный бассейн, выполненный вулканогенно-осадочными отложениями, сформировался, в основном, в кайнозое на стыке мезозойских складчатых структур Сихотэ-Алиня и позднепалеозойских блоково-складчатых образований Монголо-Охотской области и Буреинского срединного массива.

По строению и условиям развития бассейн представляет серию грабенов и грабенообразных погружений, разделенных структурами горстового типа, сложенных породами фундамента, нередко выходящими на дневную поверхность и вместе с обрамлением фундамента являющихся областями сноса [5]. Большая часть грабенов и погружений сложена палеогеновыми и неогеновыми угленосными отложениями, к которым и приурочены известные буроугольные месторождения.

В восточной части бассейна, на замыкании Переяславской группы грабенов и погружений, располагается Мухенское месторождение. На юго-востоке, вблизи бассейна расположено Розенгартовское месторождение. Особенностью Мухенского месторождения является то, что угленосные отложения на большей части площади перекрыты покровом неогеновых базальтов мощностью до 100 м.

Установлено, что промышленные концентрации в рассматриваемых углях имеют многие элементы. В бурых углях Приамурья это в первую очередь Ni, Ti, Y, Ga, Zr. Реже промышленные концентрации имеют Sr (в мухенских углях до 400 г/т), Li (в углях Розенгартовского месторождения до 20 г/т). Следует особо отметить высокие содержания, нередко промышленных значений, ряда малых элементов (кроме перечислен-

¹⁵ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск; karpova@itig.as.khb.ru

ных), таких как Sc, V, Co, Ge, Mo, W, Ag, Au в золе углей Ушумунского месторождения (на юго-западе бассейна).

Во вмещающих угли породах Ушумунского углеразреза установлены повышенные промышленные содержания Ni (до 8000 г/т), Ti (до 4000 г/т), Zr (до 6000 г/т). Угли Хурмулинского месторождения в северной части бассейна характеризуются промышленными концентрациями Be (до 8 г/т), Y (до 16 г/т), Ti (до 1700 г/т) и Nb (в золе углей до 9 г/т). Для углей Лианского месторождения отмечаются промышленные концентрации Ga (до 25 г/т) и Y (до 20 г/т) [2, 6]. В мареканских углях промышленные содержания имеют W (до 44,4 г/т) и Cd (8,9 г/т) по средним данным, а во вмещающих породах этого месторождения повышенные концентрации имеют V (до 6 г/т), Au (до 0,6 г/т), Li (до 20 г/т) [2].

Буреинский бассейн. По особенностям геологического строения, угленосности, тектонической нарушенности в бассейне выделяются Ургальское, Ургал-Солони, Оланжинское и Усть-Умальтинское месторождения, Северо-Западный, Юго-Западный, Западный и Тырминский угленосные районы. Осадочное выполнение бассейна имеет выраженное блоковое строение, обусловленное наличием глубинных разломов. Выделяется пять таких блоков (или структурно-фациальных зон по Ю.Г. Морозову) [5].

Угленосными являются средне-позднеюрские – раннемеловые отложения талынджанской, дубликанской, солонийской, чагдамынской и чемчукинской свит, в которых выявлено свыше 100 пластов и пропластков, из них до 45 пластов имеют рабочую мощность. Наиболее угленосны и лучше изучены отложения ургальской (дубликанской+солонийской) и чагдамынской свит на Ургальском месторождении. Здесь установлено до 50 пластов углей, объединенных в 15 групп, из которых до 23 имеют рабочую мощность. Мощность пластов достигает 15 м.

Меловые интрузии иороханского комплекса, имеющие в бассейне обширное распространение, прорывают чемчукинскую и все нижележащие свиты, в том числе угленосные. Угли на контакте с интрузиями сильно метаморфизованы – до марок Т, ОС.

Вулканизм, синхронный накоплению угленосных отложений и определивший их высокую насыщенность туфогенным материалом, а также, частично, высокую зольность и металлоносность буреинских углей, происходил за пределами Буреинского бассейна.

Угли Буреинского бассейна отличаются своим набором малых элементов, иногда имеющих промышленные концентрации: Be, Sr, Yb, Ti, Ga, Nb, Zr. Некоторые элементы, особенно благородных металлов и редкоземельные (Au, Ag, Li, Rb, Cs), определялись лишь изредка [1, 2, 6]. Промышленные концентрации Be характерны для углей Чекудинского месторождения (до 17 г/т) и золы углей месторождения Ургал-Солони (до 20 г/т), Sr отличается промышленными концентрациями в бурых углях (до 458 г/т) и в породах Чекудинского месторождения (до 394 г/т). Эти же месторождения характеризуются повышенными концентрация-

ми Y (до 33 г/т) и Yb (до 10 г/т). Ga и Nb присутствуют в промышленных концентрациях в углях как в западной, так и в восточной частях бассейна. Минимальные содержания Ga, определяющие его промышленную значимость, для углей составляют 20 г/т, а в чекудинских углях его концентрация достигает 29 г/т, в среднем – 16 г/т. Минимальные концентрации Nb в буреинских углях также превышают требуемое минимальное промышленное содержание этого элемента (10 г/т) и достигают 5–20 г/т.

Распределение малых элементов в углях Приамурья и особенности их концентраций обусловлены составом вмещающих пород, геохимической и металлогенической специализацией комплексов пород, распространенных в обрамлении и фундаменте угольных месторождений. Большую роль играют и флюидно-гидротермальные процессы, связанные как со вспышками вулканической активности, синхронным угленакплению или последующему осадконакоплению, так и с тектонической активностью и разломной тектоникой [2–4].

Литература

1. *Китаев И.В.* Золообразующие и малые элементы углей Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 1989. 140 с.
2. *Кривенцева В.В.* Металлоносность углей Приамурья // Тихоокеан. геол. 2005. Т. 24. № 1. С. 73–84.
3. *Седых А.К.* Металлоносные угли Приморья / Проблемы освоения георесурсов российского Дальнего Востока и стран АТР. Материалы первой международной науч. конф. (30 мая – 2 июня 2001 г.). Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2002. С. 82–85.
4. *Середин В.В.* Au – PGE – минерализация на территории Павловского бурогоугольного месторождения // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 43–73.
5. Угольная база России. Т. V. Книга 1. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока. М.: ОАО “Геоинформмарк”, 1997. 371 с.
6. Ценные и токсичные элементы в товарных углях России. М.: Недра, 1996. 238 с.

М.Т. Крупенин¹⁶

Типизация и механизмы формирования месторождений Южно-Уральской магнезитовой провинции

Типизация месторождений кристаллического магнезита (МКМ) – основного сырья для производства металлургических огнеупоров – и выяснение механизмов их образования является важной задачей приклад-

¹⁶ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; krupenin@igg.uran.ru

ного и фундаментального характера. С одной стороны, задачей в настоящее время является поиск месторождений с заданными свойствами магнезита, прежде всего низкой примесью кремнезема, железа, с другой стороны, расшифровка генезиса магнезитовых месторождений в карбонатных толщах способствует разработке теории стратиформного рудообразования. Южно-Уральская провинция МКМ в карбонатных толщах нижнего (бурзяний) и среднего (юрматиний) рифея [1] является наиболее изученной и обеспечивает до 90 % отечественного периклаза. Она рассматривается в качестве эталона для геолого-геохимической типизации.

В составе провинции находится до 15 месторождений и рудных полей и около 20 проявлений магнезитов. По ряду геологических и геохимических признаков нами выделяется две группы месторождений. Первая группа приурочена к устойчивым стратиграфическим доломитовым горизонтам эвапоритового генезиса [2] и представлена крупными пластообразными залежами мощностью до 40 м (Саткинская, Бакальская, Сюрюньзская группы в отложениях бурзяния). Вторая группа МКМ с линзообразной и сложной формой рудных тел приурочена к мощным пачкам доломитизированных известняков, представленных доломитами в контактовом ореоле с рудными телами (Исмакаевское, Юшинское в отложениях бурзяния, все МКМ в карбонатных толщах юрматиния). В последних контакты рудных тел представляют собой зоны вкрапленности магнезита во вмещающих доломитах в периферических частях рудных тел, в то же время в МКМ бурзяния рудные тела имеют, как правило, резкие ограничения без промежуточных зон вкрапленности. Различие указанных групп месторождений, на которое не обращали внимание ранее, является уровень перекристаллизованности руд. Для магнезитов месторождений бурзяния характерны крупнокристаллические структуры с размером зерен до 10–150 мм. Для магнезитов второй группы характерны мелкозернистые структуры с размером изометричных зерен 1–5 мм вне зависимости от степени регионального преобразования пород (от глубинного катагенеза до зеленосланцевого метаморфизма).

По минеральному и химическому составу наиболее чистыми являются месторождения первой группы (в Саткинских МКМ примесь кварца и доломита не превышает 1 %, а тальк и магнезиальный хлорит являются аксессуарной примесью. Магнезиты в отложениях юрматиния, а также Исмакаевском МКМ характеризуются повышенной примесью доломита, иногда кварца, талька, магнезиального хлорита и серицита. Содержание FeO в магнезитах всех МКМ всегда выше, чем во вмещающих доломитах. Низкие содержания FeO на уровне 0,4–0,8 % характерны для первой группы. Для МКМ в отложениях юрматиния и Исмакаевского характерна повышенная железистость, составляющая в среднем, в пересчете на Fe₂O₃, от 2,3 до 3,7 % [3].

Указанные различия для МКМ Южно-Уральской провинции связаны с особенностями их образования. Несмотря на то, что для обеих групп

предполагается метасоматическое образование по карбонатным породам, механизм формирования растворов и условия кристаллизации заметно отличались. Для Саткинского и Бакальского рудных полей в последнее время была показана определяющая роль эвапоритовых рассолов как источника магния. Вывод сделан при прецизионном анализе флюидных включений в магнезитах и вмещающих доломитах по накоплению в них брома и соответствию молярных отношений Na/Bg и Cl/Bg эвапоритовому тренду, в отличие от известняков нерудных горизонтов, где указанные отношения характеризуют морской бассейн [2]. Аналогичный вывод ранее был сделан для магнезитовых месторождений в карбоновых толщах Австрии и Словакии [6]. Следует указать, что магний, как и бром, является одним из основных элементов, аккумулирующихся при эвапоритизации. Вероятно, эвапоритовый процесс можно считать основным для формирования Mg-содержащих флюидов в осадочных толщах. Однако до последнего времени палеоклиматических признаков эвапоритовых условий в верхнедокембрийских бассейнах было выявлено недостаточно, в то время как гумидный характер климата для ряда подразделений отмечался уверенно [3]. При детальном литологическом исследовании нами обнаружены признаки эвапоритовой седиментации в отложениях магнезитовмещающих горизонтов саткинской и бакальской свит бурзяния. Они выражены в присутствии коллапс-брекчий, которые ранее трактовались или как темпеститы, или как диагенетические брекчии. Образование брекчий растворения, гнезд выполнения вторичным доломитом, специфических текстур малоамплитудных внутрислоевых складок связано с былым присутствием легкорастворимых эвапоритовых минералов (прежде всего гипса).

Ранее были получены геологические данные об относительно раннем образовании магнезитовых залежей первой группы [2, 3]. Изучение поведения лантаноидов указывает на короткие дистанции миграции флюидов при формировании магнезитов этой группы. Это демонстрируется высокими значениями Y/No , сопоставимыми с вмещающими породами, согласно исследованиям М. Бау [5] в бассейне породообразования. Отмечается низкая температура метасоматического процесса по сопоставимым значениям Y/Nd в магнезитах и вмещающих породах, согласно исследованиям поведения указанных элементов Л.А. Синьковой [3] в карбонатной щелочной среде. Все это предполагает формирование МКМ первой группы в связи с гравитационно-рассольным катагенезом в бурзянии. Крупнокристаллическое магнезитовое образование первой группы объясняется медленной кинетикой метасоматоза. В то же время, для магнезитов второй группы получен ряд геохимических характеристик, указывающий на их формирование в результате гидротермально-метасоматической деятельности магнезиальных флюидов, которые прошли длительный путь взаимодействия с вмещающими породами. Как результат, для объектов с длительной историей существования флюидного резервуара и взаимодействия Mg-носных рассолов с глинистыми породами разреза харак-

терна повышенная железистость магнезита. Для магнезитов второй группы характерны пониженные значения Y/No, а также и Y/Nd. Последнее, вместе с положительной Eu/Eu* аномалией, указывает на повышенные температуры гидротермально-метасоматического формирования магнезитов, которое связывается с миграцией флюидов при тектоно-термальной активизации в регионе в конце юрматиния.

Литература

1. *Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д.* Южноуральская магнезитовая провинция. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. 70 с.
2. *Крупенин М.Т., Прохаска В.* Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнезитах саткинского типа // Доклады РАН. 2005. Т. 403. № 5. С. 661–663.
3. *Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). Т. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 351 с.
4. *Синькова Л.А.* О миграции и разделении РЗЭ в щелочно-карбонатной среде/ Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971. С. 154–161.
5. *Vau M.* Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 123. P. 323–333.
6. *Prochaska W.* Magnesite and talc deposits in Austria // Mineralia Slovaca. 2000. N 32. P. 543–548.

О.Г. Лазур¹⁷

Особенности развития железнакопления в ранние периоды становления Земли

В архее вулканогенно-осадочное и осадочное железнакопление (железистые кварциты) связано с вулканическими (зеленокаменными) зонами. Причем эта закономерность характерна как для глубокометаморфизованных (гранулитовых), так и для зон зеленокаменного метаморфизма. Полноразвитые зоны, как правило, состоят из вулканических ассоциаций и завершающих существенно осадочных толщ. Среди вулканических ассоциаций выделяются снизу вверх контрастная и полнодифференцированная. При рассмотрении закономерности размещения магнетитовых пород в ранне- и позднеархейских зеленокаменных и глубокометаморфизованных вулканических комплексах, приходим к выводу, что они сходны: отмечается увеличение масштабности проявления магнетитовых кварцитов в ряду контрастная – дифференцированная вулканические ассоциации – вулканогенно-осадочная толща, соответственно,

¹⁷ Геологический институт РАН, Москва; ivanov@ginras.ru

в каждом члене этого ряда от раннего к позднему архею. Интенсивность проявления магнетитовых рудных лав и туфов также несколько увеличивается от контрастной к дифференцированной ассоциации. Наиболее крупные месторождения магнетитовых кварцитов сосредоточены в завершающих вулканогенно-осадочных толщах, причем масштабность железнакопления в них также возрастает от раннего к позднему архею.

Появление и распределение магнетитовых пород в вулканических комплексах закономерно увязывается с развитием вулканогенного и осадочного процессов в вулканических зонах. Они не характерны для монотонных толщ вулканитов ультраосновного и основного составов и появляются при первых признаках дифференциации магматических очагов. Наиболее перспективны на магнетитовые породы завершающие разрез вулканических комплексов вулканогенно-осадочные и осадочные толщи.

Наиболее интенсивно процесс осадочного и вулканогенно-осадочного железо-кремнистого накопления происходил в позднем архее и раннем протерозое. В последний период все вышеотмеченные закономерности сохранялись, но на более высоком уровне, чем в архее. Наиболее благоприятный период для осадочного и, в меньшей степени, вулканогенно-осадочного железо-кремнистого накопления на различных шитах растянут от позднего до раннего протерозоя. Лишь при сочетании всех необходимых факторов – образование осадочных бассейнов в пределах отмирающих вулканических зон, развитие кор выветривания на водораздельных площадях, поступление железа и кремнезема с вулканическими термальными водами, достаточный потенциал кислорода в гидросфере – формировались уникальные по запасам магнетитовых и железистых (гематитовых) кварцитов объекты. Характерно преобладание магнетита в архейских, и гематита – в протерозойских железистых кварцитах. Видимо, это связано не с высокой степенью метаморфизма в более древних отложениях, а с увеличением потенциала кислорода в протерозойской гидросфере по сравнению с архейской.

Установление простейших органических структур, выявление биогенных углеводов в углеродистых толщах, геохимические и изотопные исследования свидетельствуют о развитии органической жизни уже в раннем архее. Возможно, содержание кислорода в гидросфере на рубеже 3,0 млрд. лет составляло 80 % от современного. В последующие периоды, в связи с увеличением биомассы, началом процесса кислородного дыхания Земли, количество кислорода в гидросфере и атмосфере постепенно возрастало. Это коррелирует с постепенным ростом содержания гематита в магнетитовых кварцитах начиная с раннего архея. Видимо, поэтому высокоуглеродистые формации начинают играть существенную роль лишь с позднего протерозоя.

В последующие периоды истории Земли нет подобных примеров массового осаждения железа и кремнезема. Известны проявления и месторождения полосчатых железисто-кремнистых руд в палеозое Казахстана, девоне Алтая, ордовике Австралии и в других регионах. Но это

все-таки единичные случаи. В палеозое, напротив, массовый характер приобретает накопление яшм (Казахстан, Алтай, Урал и др.), зачастую находящихся в тесном парагенезе с основными и средними вулканитами. Известны случаи накопления яшмовых толщ вне видимой связи с вулканизмом (отдаленно-кремнистые формации, по Н.С. Шатскому).

Яшмоподобные породы описаны в раннеархейском зеленокаменном поясе Барбертон. Видимо, аналогами яшм в высокометаморфизованных толщах являются малорудные и безрудные кварциты, известные как в связи с железорудными породами, так и вне всякой связи. Несомненно, что яшмоподобные породы в раннем докембрии, на примере слабометаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексов, развиты эпизодически и в малых количествах. Массовое развитие они получают в позднем докембрии и палеозое. Причем максимумы яшмонакопления часто соответствуют периодам вулканической активности в этих или соседних регионах.

Таким образом, на смену железисто-кремнистому накоплению типа железистых кварцитов в позднем докембрии пришло яшмонакопление, явившееся синтезом органиогенного и хемогенного осаждения кремнезема с тонкораспыленным железом различного происхождения. Поэтому яшмы отмечаются как в парагенезе с вулканическими породами, так и вне связи с ними.

В позднем докембрии начинает формироваться еще одна группа формаций, накапливающих в довольно крупных количествах железо – это черносланцевые формации, в которых наряду с органическим веществом отмечается повышенное содержание двухвалентного железа.

Исследования проводятся по Программе ОНЗ РАН № 2.

Н.И. Лаптева, Г.А. Пелымский¹⁸

К вопросу о комплексности медных руд Удокана

Удоканское месторождение находится в 30 км от станции Чара Байкало-Амурской магистрали в горах хребта Удокан. Оно открыто в 1949 г. на площади бассейнов рек Кемен и Б. Икабья Сосновской экспедицией, проводившей в этих краях поисково-съёмочные работы на уран и выявившей здесь 11 пунктов проявлений медной минерализации. Одновременно геологами другой (Лесной) экспедиции на водоразделе реки Наминга и ключа Скользяского было открыто рудопоявление, представленное кварцитовидными песчаниками с вкрапленностью сульфидов меди и вторичных минералов зоны окисления. Рудный горизонт, благодаря развитию ярко окрашенных вторичных минералов меди – синего азурита,

¹⁸ Музей землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; lama.mus.un@mail.ru

зеленого малахита, – легко фиксировался на многих участках. Решением МГ и ОН в 1952 г. была организована Удоканская геологоразведочная экспедиция, по результатам работы которой запасы меди в 1954–1955 гг. оценивались разными авторами от 18 до 25 млн т. В 1981 г. ГКЗ СССР утвердила запасы по всем категориям в количестве 20 млн т. меди при среднем содержании ее в руде 1,53 % [8].

Месторождение находится в Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоне на южной окраине Алданского щита. Зона сложена нижнепротерозойскими осадочными толщами удоканского комплекса общей мощностью 9–12 тыс. м. В разрезе выделяют девять свит, представленных переслаивающимися биотитовыми сланцами, алевропесчаниками, алевролитами, кварцитовидными песчаниками, карбонатными породами, кварцбиотитовыми сланцами с графитом и пиритом, темносерыми песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов, карбонатными песчаниками с прослойками доломитов и известняков (инырская свита); карбонатными алевролитами с тонкой слоистостью (намингинская свита). Повышенная карбонатность пород, преобладание магнезиальных разновидностей и отсутствия глиноземистых – свидетельствуют об аридных условиях формирования осадочной толщи.

Удоканское месторождение представлено горизонтом медистых песчаников, залегающих среди отложений верхнесакуканской подсвиты удоканской серии. Рудное поле в виде мульдообразной складки занимает площадь в 30 км²; мощность меденосного горизонта – 260–700 м в северо-западном крыле и 40–200 м в южном крыле синклинали, общая длина его выхода 25 км, в том числе с промышленным оруденением до 18 км.

Рудные тела представляют собой линзообразные и пластообразные залежи с содержанием меди 1,4–1,6 %, реже 2,5–5,3 %. Наиболее обогащены медью песчаники с карбонатным цементом (намингинская свита). Средняя суммарная мощность рудных тел – 57 м.

Удоканское месторождение принадлежит к джезказганскому типу: лагунно-дельтовые пестроцветные формации, широко известные в Центральном Казахстане (Джезказганская и Сарысу-Тенизская впадины). Подобные, но сильно метаморфизованные отложения распространены в Кодар-Удоканской зоне, а за рубежом – в Катанге, Замбии.

Медное оруденение в этом типе приурочено к песчаным и гравийным осадкам подводной и надводной дельты, развитой в условиях заливно-лагунного мелководья. Формации свойственно многоярусное строение меденосных пластов и зональное расположение руд относительно области сноса и источника металлов [2].

Источником рудного материала, как считают многие исследователи [5, 7, 6], служат обогащенные металлами породы водосборов, разрушавшиеся в период формирования рудоносных осадков. Металлы выносились из кор выветривания и транспортировались в бассейн седиментации в растворенном состоянии. Об этом свидетельствуют: приуроченность основных концентраций меди к горизонтам карбонатсодержащих

терригенных пород и широкий диапазон колебаний δS^{34} (от +13,5 до -21,8 ‰) при резком повышении количества ее легких изотопов, что указывает на биогенную природу серы.

Руды Удоканского месторождения комплексные, кроме меди в них присутствуют Mo, Ni, Co, Zn, Pb, Bi, Hg, As, Ag, Au, Pt и Pd. Основная форма элементов в рудах – собственные минералы, которые распределяются по зонам.

В медистых песчаниках и сланцах месторождений мира содержание золота достигает 2 г/т. Наиболее высокие содержания Au отмечаются в районах, примыкающих к древним золотоносным провинциям. В медистых песчаниках Кодаро-Удоканской зоны количество золота, приходящегося на 1 % меди, составляет 45–84 мг [3], в рудном концентрате – до 0,5 г/т [1]. Элементом обогащены медные, главным образом халькозиновые руды. Наблюдается коррелятивная зависимость содержания золота от количества меди и серебра, свидетельствующая о большем проявлении его халькозиальных свойств. Наиболее обогащены золотом жилы и жильные прожилки, возникшие при процессах реювинации в пределах меденосного горизонта. Золото в рудах находится в самородной форме в виде мелких изометрических включений в халькозине и тонких пластинок по трещинам в жильном кварце.

Концентрация золота в борнит-халькозиновой зоне объясняется сносом его совместно с медью с поднятий (из кор выветривания) и накоплением в шлихе песчаных отложений дельты.

Одним из наиболее характерных элементов медистых песчаников и сланцев является серебро, которое, как и золото, концентрируется в медных рудах. Распределение серебра в рудах находится в зависимости от минерального состава и зональности оруденения. Наиболее высокие содержания отмечаются в халькозиновых и борнит-халькопиритовых рудах, а наименьшие – в халькопиритовых. В пределах Кодаро-Удоканской зоны серебром обогащены горизонты с более высокими концентрациями свинца. Эта связь обусловлена большей близостью серебра к свинцу, нежели к меди, в гипергенном цикле миграции. Предполагается, что происходит одновременный вынос Pb и Ag из зоны окисления и совместное осаждение в бассейне седиментации.

Концентрация серебра в жильных образованиях здесь зависит от их минерального состава. В сульфидосодержащих кварцевых жилах отношение Ag/Cu возрастает, а в карбонатных и кварц-карбонатных уменьшается. На Удоканском месторождении в кварцевых жилах значение Ag/Cu в 2,5 раза выше, чем в карбонатных. Наибольшим распространением пользуются самородное серебро, заключенное, главным образом, в халькозине. Содержание серебра в балансовых рудах месторождения составляет в среднем 12,9 г/т.

Кроме золота и серебра в рудах присутствует платина (~0,03 г/т), и отмечается необычно высокое (уникальное) содержание палладия (0,2–0,98 г/т). Прямой корреляции палладия с медью не установлено. Палладий, как правило, преобладает над золотом [4].

Из изложенного следует, что благородные металлы медных руд Удокана могут представить определенный промышленный интерес; особенно важным попутным компонентом является палладий в связи с нестабильностью мирового рынка этого металла. При попутном извлечении благородных металлов могут быть значительно снижены затраты на освоение месторождения.

Литература

1. Авдонин В.В., Бойцов К.Е., Григорьев В.М., Семинский Ж.К., Солодов Н.А. Месторождения металлических полезных ископаемых. М., 1993. 272 с.
2. Асаналиев У. Типы осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, содержащих стратиформные месторождения цветных металлов / Основные проблемы осадочного рудообразования. Фрунзе, 1977. С. 3–14.
3. Безродных Ю.П. Распределение и условия накопления серебра, золота и других элементов-примесей в медистых песчаниках и сланцах. Автореферат. Иркутск, 1969. 23 с.
4. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. Санкт-Петербург, 2000. 754 с.
5. Попов В.М. Медь / Металлы в осадочных толщах. Т. 2. М., 1965. С. 3–65.
6. Сапожников Д.Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. М., 1961.
7. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М., 1962.
8. Филько А.С. Из истории открытия месторождений полезных ископаемых. М., 1999. 463 с.

А.И. Малов¹⁹

Гидрогенная эволюция отложений венда Мезенской синеклизы

Состав песчано-глинистых отложений на начальных этапах их существования определяется природой источников сноса и гидрохимическим характером среды поверхностных бассейнов осадконакопления. В дальнейшем горные породы взаимодействуют с подземными водами, что приводит к изменению состава и тех, и других.

Нами предпринята попытка анализа изменения химического состава песчано-глинистых отложений венда Мезенской синеклизы (МС) на основе палеогидрогеологических реконструкций.

Для наиболее показательных элементов – натрия и кальция – построены графики их распределения в твердой фазе и растворе по разрезу осадочного чехла в западной (З) и восточной (В) частях МС. В западной

¹⁹ Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск; malovai@yandex.ru

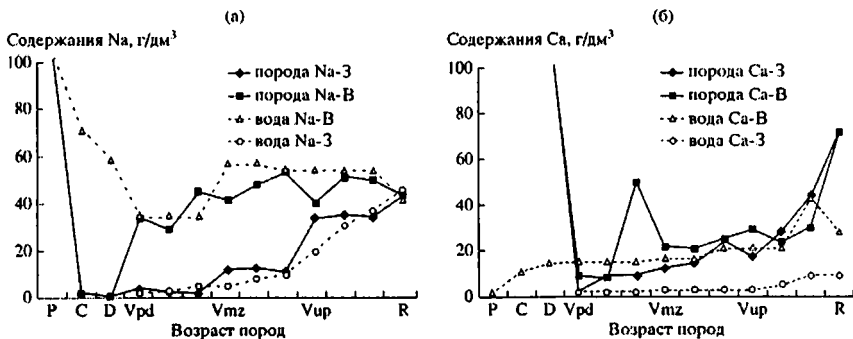


Рис. Изменение содержаний натрия (а) и кальция (б) в твердой фазе и растворе в западной (З) и восточной (В) частях Мезенской синеклизы

части подошва вендских отложений находится на отметке, близкой к нулю, в восточной – к минус 2,5 км.

Для каждой свиты венда слева направо на графиках приводятся по три значения: для аргиллитов, алевролитов и песчаников. Наблюдается четкая корреляция между содержаниями натрия в твердой фазе и растворе. Корреляция содержаний кальция в воде и породах выдерживается для восточной части синеклизы. Для западной части – по сравнению с натрием – она “запаздывает”, хотя и намечена в отложениях падуновской свиты.

Анализ имеющихся материалов позволил сделать следующие выводы.

Накопление вендских отложений происходило в бассейне с нормальной морской соленостью. В позднем девоне предполагается заполнение осадочной толщи венда в восточной части Мезенской синеклизы рассолами высокой степени испарительного концентрирования с минерализацией выше 320 г/дм^3 , формировавшимися в процессе садки галита. Исходя из состава рассолов в настоящее время, можно полагать, что произошло снижение в рассолах магния на 47 г/дм^3 , калия на $9,3 \text{ г/дм}^3$; повысилось содержание кальция на $59,6 \text{ г/дм}^3$. Содержание натрия практически не изменилось. Магний и калий были использованы в процессах хлоритизации и гидрослюдизации. Основную роль в выносе кальция из пород, видимо, имели процессы гидролиза кальциевых алюмосиликатов, неравновесных со всеми типами подземных вод, в том числе и с рассолами. Эти процессы идут по механизму диффузионной кинетики до выравнивания в зоне весьма затрудненного водообмена, где преобладает диффузионный массоперенос, концентраций кальция в породах и растворе (рисунок, б). На основной части Мезенской синеклизы в позднем девоне существовал континентальный режим с максимумом поднятий в районах кимберлитового магматизма.

В среднем карбоне бассейны с нормальной соленостью морской воды, как и в венде, видимо, не оказали существенного влияния на состав горных пород.

Пермские солеродные бассейны явились источником рассолов с относительно пониженным содержанием кальция и хлор-бромным коэффициентом, примерно соответствующим морской воде. Первоначально они заполняли весь осадочный чехол – до регионального водоупора аргиллитов усть-пинежской свиты венда. Минерализация рапы составляла до 270 г/л. Основные изменения их состава в процессе взаимодействия с горными породами заключались в снижении содержания натрия со 100 до 60 г/дм³, магния с 12 до 8 г/дм³, калия с 3 до 0,5 г/дм³; содержания кальция выросли на 8–10 г/дм³. В условиях конвективного водообмена в **зоне затрудненного водообмена** эти изменения можно связывать в основном с катионным обменом. Видимо, имели место и процессы альбицизации, доломитизации, гидрослюдизации.

В поздней перми и мезозое – кайнозое в восточной части синеклизы химический состав отложений венда практически не изменялся; в западной же части (в связи с ее стабильным поднятием) толща венда вошла в зоны сравнительно активного и активного водообменов и подверглась гипергенному выветриванию до глубины порядка 350 м. Этот процесс отражает рисунок в части характеристик состава воды и породы для западной части Мезенской синеклизы. В **зоне сравнительно активного водообмена** до глубины 200–600 м формирование соленых вод происходило за счет смешения пресных инфильтрационных вод с солеными седиментационными водами микулинского межледниковья и рассолами I типа. Наиболее интенсивными являлись процессы катионного обмена кальция горных пород на натрий, магний и калий подземных вод. В **зоне активного водообмена** для пресных вод алевролитов и песчаников падунской свиты венда в западной части Мезенской синеклизы при минерализации до 0,2–0,3 г/л характерен гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав. При минерализации 0,3–0,7 г/л – гидрокарбонатный натриевый и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. То есть наиболее характерным процессом является гидролиз натриевых алюмосиликатов, а также катионный обмен натрия горных пород на кальций, магний и калий. Для карбонатов и сульфатов кальция в нижних частях зоны развития опресненных вод характерны и процессы осаждения с формированием карбонатного и гипсового цементов. С этими причинами связано “отставание” темпов снижения содержания кальция в породах по сравнению с раствором (рисунок, б – 3).

Гидрогенное перераспределение урана в отложениях венда Северо-Двинской впадины

Северо-Двинская впадина является продолжением на суше Двинского залива Белого моря; она вытянута с северо-запада на юго-восток от Двинской губы до устья реки Пинеги.

В настоящее время впадина представляет собой открытое в сторону моря чашеобразное углубление в терригенно-карбонатных отложениях карбона, девона и венда. Длина впадины 120 км, максимальные размеры поперечного сечения (по берегу Двинского залива): ширина поверху – 100–110 км, ширина дна – 30–40 км, абсолютная отметка дна – –76 м. Склоны имеют уклон 2–3°.

Впадина заполнена, в основном, глинистыми отложениями бореального моря микулинского межледниковья ($mQ_{III}mk$). Площадь их распространения в пределах впадины составляет более 7000 км², мощность достигает в центральных частях впадины 50–70 м.

Снизу глины подстилаются 10–15-метровым слоем суглинков московской морены ($mQ_{II}ms$). Ниже залегает мощная толща терригенных отложений венда, представленная переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов падунской, мезенской и усть-пинежской свит венда. Мощность ее составляет 600–700 м.

Долина нижнего течения реки С. Двины проходит примерно по тальвегу Северо-Двинской впадины. Ширина ее от 15 км в устье до 2 км в наиболее узкой части. Долина эрозионного происхождения, она образована водными потоками валдайского ледника и прорезает почти до подошвы толщу глин микулинского межледниковья, а в верхней части Северо-Двинской впадины прорезает их полностью и частично врезается в суглинки московской морены.

Заполнена долина р. С. Двины песчано-глинистыми отложениями верхнечетвертичного и современного возраста: флювиогляциальными, морскими, аллювиальными, озерно-болотными. Их суммарная мощность достигает 40–50 м.

Нами установлены повышенные (до 2,6 Бк/дм³) значения альфа-активности подземных вод в отложениях падунской свиты венда на территории Северо-Двинской впадины.

Установлены также высокие (до 7,2) значения отношения урана-234 к урану-238, соответствующие таковым для подземных вод в зоне окисления месторождений урана.

Проанализирован возможный механизм формирования химического и изотопного составов подземных вод и определены предположительные

²⁰ Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск; malovai@yandex.ru

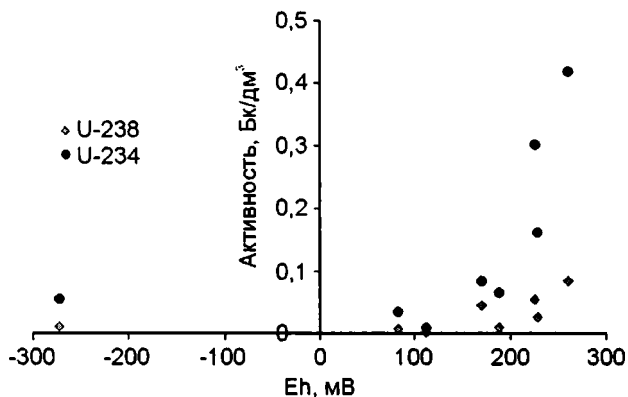


Рис. Зависимость активности U-238 и U-234 от Eh в подземных водах венда Северо-Двинской впадины

источники урана и других компонентов химического состава подземных вод. Источниками урана являются, по всей видимости, магматические породы Балтийского щита, продукты выветривания которых накапливались в вендском осадочном бассейне. Уран первоначально мог находиться в породах в виде уранинита, ураносиликатов, урановых слюдок.

Под воздействием агрессивных атмосферных вод, а также подземных вод гидрокарбонатного состава с повышенным содержанием углекислого газа уран растворялся и в шестивалентной форме комплексовался с образованием уранилдикарбонатных и уранилтрикарбонатных ионных компонентов (Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л., 1968). Также возникновение в процессе окисления сульфидов железа микроорганизмом *Th. Ferrooxidans* серной кислоты и сульфата окиси железа способствовало переводу урана в раствор. Весьма важным свойством урана является способность к комплексообразованию с органическими и неорганическими продуктами биохимических реакций. Показательными в этом плане являются его мобилизация из пород под влиянием микробиологического окисления органического вещества и переход в водорастворенное состояние в форме урансодержащих органических соединений (Германов А.И., Пантелеев В.М., Швец В.М., 1975).

Основными процессами, приводившими к исчезновению повышенных концентраций урана из подземных вод при движении их от областей питания, расположенных на склоне Балтийского щита к областям разгрузки в береговую зону морского бассейна микулинского межледниковья, являлись гидролиз, адсорбция на природных сорбентах и изменение окислительных условий среды на восстановительные.

В ходе гидролитических реакций происходило осаждение гидроксидов железа, обладающих значительной сорбционной способностью.

Важная роль в процессах сорбции урана принадлежит также разным формам органического вещества (окисляющиеся битумы, углефицированные органические остатки, торф, органическое вещество илов и т.д.). А.К. Лисициным существенная роль отводится формированию эпигенетических концентраций урана на выклинивании зон пластового окисления. Снижение окислительно-восстановительного потенциала связывается им с генерацией анаэробами сероводорода и водорода.

После таяния валдайского ледника и образования эрозионной долины реки Северная Двина имеет место движение инфильтрационных гидрокарбонатных вод с бортов Северо-Двинской впадины к долине реки. Карбонатсодержащие воды являются прекрасным растворителем урана. Поэтому в зонах их проникновения уран находится в растворенном состоянии и концентрации его максимальны. Эти зоны фиксируются по высоким значениям Eh. На рисунке видно, что последние составляют в этих зонах от +250 до +300 мВ. При значениях Eh от +200 до -300 мВ концентрации урана в растворе резко снижаются. В этих зонах можно ожидать максимальные эпигенетические концентрации урана в осадочных отложениях.

Особенности стратиформного колчеданно- полиметаллического оруденения на Южном склоне Большого Кавказа (на примере Филизчайского месторождения)

Колчеданные месторождения, ассоциирующие с терригенными формациями, в литературе именуется как филизчайский тип. К этому типу на Южном склоне Большого Кавказа, наряду с самим Филизчайским, относятся месторождения Катех, Кацдаг, Джихих-Сагатор и многочисленные рудопроявления, месторождение Кизил-Дере в Южном Дагестане. Многочисленные исследователи относят эти месторождения к стратиформным образованиям. Рудные залежи, сосредоточенные в ниже-среднеюрских песчано-глинистых отложениях региона, характеризуются рядом специфических особенностей, имея пластообразную, линзовидную и жиллообразную форму.

Стратиформное Филизчайское месторождение – самое крупное колчеданно-полиметаллическое месторождение на Кавказе, пластообразная рудная залежь которого является наиболее сложной в связи с сонахождением здесь различных природных типов руд. Текстурно-минералогические типы руд в составе единой залежи занимают закономерное положение: наиболее распространенные слоисто-полосчатые колчеданно-полиметаллические руды (более 70 % объема залежи) локализуются преимущественно в висячем боку; массивные колчеданно-полиметаллические и серноколчеданные руды встречаются совместно со слоисто-полосчатыми преимущественно в глубоких горизонтах северо-восточной части месторождения; пятнисто-брекчиевидные серноколчеданные и колчеданно-полиметаллические руды и медно-пирротиновые руды массивного сложения развиты исключительно на восточной части месторождения со стороны подошвы залежи, где как по падению, так и по простиранию сменяются прожилково-вкрапленными рудами.

Руды Филизчайского месторождения характеризуются богатым минеральным составом. Пирит является господствующим сульфидным минералом. К главным относятся также сфалерит, галенит, халькопирит и пирротин. Второстепенные и редко встречающиеся минералы: марказит, арсенопирит, кобальтин, линнеит, магнетит, теннантит, тетраэдрит, различные сульфосоли меди и свинца, висмутовые минералы, теллуриды золота и серебра. В рудах месторождения установлен широкий геохимический спектр, в котором важными элементами-примесями являются Au, Ag, Cd, In, Co, Bi, Se, Te, Tl, As, Sb и др.

²¹ Институт геологии НАНА, Баку, Азербайджан; nnovruz@rambler.ru

Околорудные гидротермально-метасоматические изменения в рудовмещающих породах представлены хлоритизацией, серицитизацией, карбонатизацией и окварцеванием. Эти изменения интенсивно развиты лишь в подрудной толще.

Рудообразование происходило в три этапа. В первый этап отлагались массивные гидротермально-осадочные серноколчеданные руды. Формирование второго этапа гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических руд предшествовало внедрению даек непрерывно-дифференцированной формации. На третьем этапе формировались гидротермально-метаморфогенные медно-пирротиновые руды. Рудоотложение происходило при температурах ниже 150 °С для первого этапа [2]. Изучение температур образования руд колчеданных месторождений региона методом гомогенизации газовой-жидких включений А.Г. Твалчрелидзе [5] привело к следующим результатам: колчеданно-полиметаллические руды – в среднем 120 °С (Филизчай) и 145 °С (Кацдаг), медно-пирротиновые – в среднем 300 °С. Почти аналогичная температура для формирования медно-пирротиновых руд установлена нами с помощью пирит-пирротинового геотермометра Н.И. Безмена и др. [1].

Исследованием пространственного распределения в рудных залежах выявлены различные типы минералого-геохимической зональности. На Южном склоне Большого Кавказа, по мере перехода с северо-запада на юго-восток, отмечается региональная зональность, выраженная в смене медно-пирротиновых руд колчеданно-полиметаллическими и соответственно уменьшение в этом же направлении концентрации меди и увеличение количества свинца. Изменение минерального состава руд отражается также в характере распределения концентраций примесных компонентов. Одновременно в каждом конкретном месторождении выявлены минералого-геохимические зональности по простиранию, падению и мощности рудных залежей. Вертикальная зональность в них выражается в смене серно- и медноколчеданных руд в низах колчеданно-полиметаллическими на средних и верхних уровнях. Общей закономерностью для колчеданных месторождений региона является уменьшение концентраций цинка, свинца, золота, серебра, висмута, кадмия, галлия, германия, сурьмы, ртути, в редких случаях мышьяка, марганца и таллия с верхних к нижним горизонтам, меди, кобальта, а также селена – наоборот.

Выявлено, что максимумы средневзвешенных содержаний свинца и цинка во многом сходны и занимают почти всю западную часть залежи Филизчая, начиная от центрального профиля. Повышенные концентрации меди образуют локальные участки на восточном фланге, а также в центральной части залежи. Области наибольшего обогащения цинком и медью, а также свинцом и медью отчетливо разобщены: максимумы концентрации одного элемента совпадают с минимумами другого. Зональность в распределении содержаний ряда элементов-примесей (Au, Ag, Cd, Tl, Ge, Se, Co) по мощности рудной залежи отчетливо проявляется в главных сульфидных минералах, в особенности пирите и халькопирите [4].

Относительно источников рудного вещества в исследуемых стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождениях следует отметить, что большинство исследователей связывают их с ювенильными и ассимиляционными источниками. Используя данные золотоносности и сереброносности руд колчеданных месторождений Южного склона Большого Кавказа (Филизчай, Катех, Кацдаг) по существующей методике [3] нами выявлены связи золото-серебряной минерализации в колчеданно-полиметаллических рудах с ассимиляционным коровым источником.

Литература

1. Безмен Н.И., Тихомирова В.И., Косогова В.П. Пирит-пирротиновый геотермометр: распределение никеля и кобальта // Геохимия. 1975. № 5. С. 700–714.
2. Курбанов Н.К., Буадзе В.И., Твалчрелидзе А.Г. и др. Зона юрских сланцев Большого Кавказа / Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983. С. 38–58.
3. Налдретт А.Дж. Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав и генезис / Генезис рудных месторождений. Т. 2. М.: Мир, 1984. С. 253–343.
4. Новрузов Н.А., Агаев С.А. Минералого-геохимическая зональность руд и первичных геохимических ореолов Филизчайского месторождения (Восточный Кавказ) / Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985. С. 27–34.
5. Твалчрелидзе А.Г. Геохимические условия образования колчеданных месторождений. М.: Недра, 1987. 188 с.

В.Г. Оловянишников²²

Минеральные новообразования титана в рифейских осадочно-метаморфических породах Тиммана

Позднедокембрийский Тиманский метаморфический пояс является частью байкальской складчатой системы, входящей в состав фундамента Печорской плиты. На составленной автором карте распространения метаморфических фаций в верхнедокембрийском комплексе северо-востока Европейской платформы выделены следующие зоны изменения осадочных пород: глубинного катагенеза, начального метагенеза, серицит-хлоритовой и мусковит-биотитовой субфаций фации зеленых сланцев, нерасчлененной фации зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма [1, 2].

Основным объектом исследования являлись темно-серые, до черных, тонкообломочные терригенные породы первично глинистого и алевроитового состава. Анализ распространения минеральных новообразований

²² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; olovanishnikov@geo.komisk.ru

титана в последовательном ряду возрастания степени изменения верхнепротерозойских пород региона позволил установить следующую последовательность появления минеральных новообразований титана.

1. На стадии глубинного катагенеза распространены анатаз-гидро-слюдисто-кварцевые агрегаты, а также анатаз таблитчатой и дипирамидальной формы, редко тонкоаблитчатый и октаэдрический брукит.

2. На стадии начального метагенеза в черных, обогащенных титаном и органическим углеродом, аспидных сланцах широко распространены стяжения вытянутой, таблитчатой и неправильной формы, состав которых изменяется от анатаз-гидро-слюдисто-кварцевого, анатаз-рутил-серицит-хлорит-кварцевого до рутил-серицит-хлоритового. В карбонатно-терригенных разностях пород появляются агрегаты, состоящие из мелких бласт сфена, гидрослюды и кварца. Присутствуют новообразованные мелкие кристаллы рутила, анатаза, брукита, сфена.

3. На стадии позднего метагенеза или мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев новообразования титаносодержащих минералов близки к новообразованиям титана в породах, измененных на стадии начального метагенеза, но содержание анатаза в стяжениях значительно уменьшается за счет увеличения рутиловой составляющей. Присутствуют рутил, анатаз, сфен. Распространены также сфенсодержащие агрегаты и отдельные бласты сфена в сланцах мусковит-кальцит-кварцевого состава.

4. Лишь при метаморфизме тонкозернистых осадочных пород на стадии биотит-хлоритовой субфации фации регионального метаморфизма появляется новообразованный пластинчатый ильменит и порфиробласты лейкоксена ильменит-рутилового состава. Присутствуют также сфен и рутил.

5. При метаморфизме эпидот-амфиболитовой фации и ставролит-дистен-амфиболитовой субфации амфиболитовой фации исчезают агрегатные зерна, принимаемые обычно за лейкоксен. Широко распространены ильменит и рутил, появляется титаномагнетит.

В приразломных зонах более позднего динамометаморфизма и контактового метаморфизма на Северном Тимане, а также щелочного метасоматоза на Среднем Тимане получают широкое развитие ильменорутил, колумбит, титаномагнетит, сфен, рутил, дипирамидальный анатаз.

В венде позднедокембрийский комплекс осадочно-метаморфических пород Тимана подвергся тиманской (байкальской) орогении и был выведен на поверхность. В результате процессов выветривания по верхнедокембрийским породам была сформирована кора выветривания полного профиля. При гипергенезе происходило частичное или полное превращение новообразованных и обломочных титаносодержащих минералов: ильменита, сфена, рутила, анатаза в лейкоксен.

В раннем палеозое коры выветривания и верхнепротерозойские осадочно-метаморфические сланцы активно размывались. На Северном (Волонгское) и Среднем (Пижемское) Тимане в прибрежно-морской и пляжевой обстановках были сформированы крупные, а на Южном Ти-

мане гигантское Ярегское месторождение титансодержащих минералов. Минеральный состав титансодержащих минералов, образующих эти месторождения [3, 4], соответствует составу титансодержащих минеральных образований, содержащихся в размывавшихся породах, метаморфизованных в различной степени. Титансодержащие минералы Волонгской россыпи на Северном Тимане представлены ильменитом, менее лейкоксеном ильменит-рутилового состава с незначительной примесью рутила и титаномагнетита. Источником титансодержащих минералов являлись породы, метаморфизованные сильнее мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Пижемское месторождение (среднедевонская титановая россыпь) состоит в основном из лейкоксена, содержание ильменита колеблется от 0 до 40 %, рутила – до 7 %, анатаза – до 8 %. Метаморфизм размывавшихся осадочно-метаморфических пород рифея не превышал мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев, но одним из источников титансодержащих минералов были породы, подвергнутые динамометаморфизму и щелочному метасоматозу в зонах Центрально-Тиманского и Четласско-Кипиевского разломов. Гигантское Ярегское месторождение лейкоксена, по-видимому, имело длительную историю формирования с изменением роли источников сноса. Основным источником лейкоксена являлись слабометаморфизованные рифейские породы Тимана западнее и юго-западнее месторождения, побочным – метаморфизованные до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма породы, распространенные восточнее и юго-восточнее Ярегского месторождения.

Таким образом, состав россыпей титансодержащих месторождений Тимана является следствием зональности метаморфизма материнских пород.

Литература

1. *Гецен (Оловянишников) В.Г.* Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1975. 144 с.
2. *Гецен (Оловянишников) В.Г.* Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 172 с.
3. *Игнатьев В.Д., Бурцев И.Н.* Лейкоксен Тимана: Минералогия и проблемы технологии. Л.: Наука, 1977. 215 с.
4. *Калюжный В.А.* Геология новых россыпеобразующих метаморфических формаций. М.: Наука, 1982. 264 с.

Гидрогенное рудообразование в Ордосском осадочном бассейне

Ордосский осадочный бассейн – уникальная геологическая структура в пределах Центрального Китая. Она занимает площадь более 300 тыс. км². Регион является одной из основных “кладовых” энергетического сырья страны. В его пределах сосредоточены месторождения угля с общими запасами более 100 миллиардов тонн. Разведанные запасы нефти составляют более 1500 млн. т, а гигантские газовые поля, крупнейшие в Китае, вмещают более 11000 млн. м³ газа. Увенчались успехом и многолетние поиски урановых руд. Открытие в 2000 г. месторождения Дуншэн доказало возможность обнаружения объектов гидрогенного генезиса.

Для представления общей картины уранового рудогенеза, в пределах Ордосского осадочного бассейна и прилегающих структур, создан комплект из четырех палеокарт и серии палеоразрезов. Они отражают взаимоотношения гидрогенных процессов окислительного и восстановительного ряда на протяжении крупных этапов геологической истории региона. Все построения осуществлены для изменений, происходивших в отложениях среднеюрского возраста – в основном рудовмещающем горизонте. В основу работы положены результаты полевых маршрутов и литературные данные по тектонике, геодинамике, палеогеографии, литологии, гидрогеологии, геохимии и др. осадочных толщ Ордосского осадочного бассейна и прилегающей территории.

Среднеюрско-раннемеловой этап характеризуется интенсивным сжатием краевых частей бассейна, особенно на западе территории. Здесь уже с поздне триасового времени сформировался ряд надвиговых структур. Площадь бассейна максимальна для мезозойско-кайнозойского времени. Области питания пластовых вод имеют незначительные превышения, что создало предпосылки для формирования зон грунтового окисления. В среднеюрских отложениях они имели широкое развитие на северо-востоке территории. Центральная и южная части бассейна – области интенсивной генерации и миграции углеводородов. С эпигенетическими процессами окислительного ряда связано экзодиагенетическое оруденение. Восстановительная емкость среднеюрских осадков аллювиальной равнины достаточна для образования незначительных скоплений урана. Главные очаги разгрузки пластовых вод локализовались в северо-восточной части поднятия Илэн и на самом западе Западной складчато-надвиговой зоны.

²³ ФГУП “Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского”, Москва; vims-pechenkin@mail.ru

²⁴ ФГУП “Урангеологоразведка”, Москва; pechenkin@urangeo.ru

Позднемиоценовый – среднепалеогеновый этап – время продолжения сжатия Ордосского блока и его вращения против часовой стрелки. Это происходило на фоне смены основных геодинамических напряжений на западное и северо-западное направление. Такая ситуация способствует разломообразованию и началу формирования грабеновых структур. Идет интенсивное погружение с осадконакоплением в пределах западной части грабена Хэтао, в грабене Иньчуань и на юго-западе системы грабенов Фэньвэй. При этом общая площадь осадконакопления в Ордосском бассейне уменьшается. Появляется ряд крупных очагов разгрузки на некотором удалении от его бортовых частей. Продолжающееся погружение осадочной толщи пород приводит к расширению областей нефтегазогенерации и миграции новых порций углеводородных флюидов к очагам разгрузки. Отсутствие хорошо выраженных очагов разгрузки на юге, в пределах поднятия Вэйбэй, тормозит развитие окислительных процессов. Зоны окисления относительно короткие. На этом этапе они начали свое развитие на юго-востоке территории и ее юго-западе. Вероятно, это были зоны грунтового окисления пластовой морфологии. Высокая восстановительная емкость пород, обусловленная большим количеством углефицированного детрита, создавала предпосылки для формирования незначительных урановых тел. На северо-востоке территории, в районе Дуньшэня, появились предпосылки для развития широкого фронта зоны пластового окисления с северного и восточного бортов впадины. Наличие мощного очага разгрузки дало возможность продвинуться границам ее выклинивания в область развития хорошо проницаемых осадков русловых фаций. Они первично-сероцветные с многочисленной углефицированной органикой. Это предопределило высокую интенсивность уранового рудообразования.

Позднепалеоген-миоценовый этап связан с началом заключительной фазы гималайской активизации. Это время роста областей питания пластовых вод. Запад-юго-западный борт впадины надвигается на Ордосскую синеклизу, что приводит к уменьшению ее размеров. Возрастает интенсивность разломообразования. Скорости осадконакопления в пределах грабенов резко увеличиваются. Наиболее интенсивно расширяются грабены Хэтао и Иньчуань. Они приобретают облик близкий к современному. Расширение системы грабенов Фэньвэй более скромное. Разрастаются области нефтегазогенерации. Интенсивность миграции углеводородов к очагам разгрузки усиливается в течение всего этапа, достигая максимума в его конце. Этот процесс интенсивно идет в южном и западном бортах, но наиболее ярок он в северном борту. В начале этапа продолжали развиваться зоны пластового (на севере и юго-западе) и грунтового окисления (на юго-востоке). Сформировалось несколько крупных языков окисления и от западного борта впадины. Вероятнее всего, они имеют грунтовой характер, так как расположены выше уровня грунтовых вод. Интенсивность рудообразования низкая.

Плиоцен-голоценовый этап характеризуется завершением создания современного структурного плана. Юго-западный и западный борта впадины испытывают максимальное геодинамическое давление, сбрасываемое в надвиговых системах. Вращательное движение против часовой стрелки относительно стабильного Ордосского блока заканчивает образование опоясывающих его грабеновых систем. Большая часть разрывных нарушений локализуется вдоль бортов впадины и грабенов. В пределах Ордосского блока они тяготеют к его северной части. Это способствует образованию многочисленных небольших очагов разгрузки. Наибольшие площади охватывают области нефтегазогенерации. Преобладающая латеральная миграция углеводородных флюидов сменяется в ряде мест на субвертикальную. Изменения восстановительного ряда проявляются в виде обеления, доломитизации, гематитизации, пиритизации, битуминизации разреза. При длительной латеральной миграции или субвертикальном перетоке флюидов из палеозойских коллекторов отмечается интенсивная хлоритизация первично окисленных пород. Наиболее характерны такие изменения для района Дуньшен.

Окислительные процессы пластового характера могли происходить только в северо-восточном борту впадины. Во всех других районах, где встречены зоны окисления, эти процессы носили грунтовый характер, т. к. развивались выше уровня стояния грунтовых вод (урезов рр. Хуанхэ и Вэйхэ).

В регионе выделяется несколько этапов гидрогенного рудообразования, на фоне взаимодействия окислительных (рудных) и восстановительных процессов.

Генерация нефтегазовых восстановителей происходила преимущественно в южной части Ордосской впадины.

Направления движения углеводородных флюидов определялось геодинамическими условиями, часто обуславливающими формирование очагов разгрузки в зонах разломов.

На протяжении всех этапов постепенно уменьшалась роль латеральной миграции восстановительных флюидов при возрастании роли субвертикальной.

Урановый рудогенез связан с развитием зон грунтового и пластового окисления. В первом случае его интенсивность низкая, во втором максимальная. Своего апогея она достигает на северо-востоке синеклизы (месторождение Дуньшен).

Вклад “рассеянного рудогенеза” в общую металлоносность осадочных бассейнов

Наблюдаемые высокие концентрации ультратонкого самородного золота и ряда металлов в осадочных толщах Воронежской антеклизы далеко не всегда связаны с их перераспределением на постседиментационном этапе. Об этом говорит исследование нескольких разрезов прибрежно- и мелководно-морских меловых и палеогеновых псаммитов, в которых признаки поздних преобразований не отмечены, но золотоносность существенна. Таковы выходы альб-сеноманских глауконитовых алевритов, содержащих рассеянную фосфоритовую гальку, у с. Полевое Курской области. Из навески объемом один литр отсюда извлечена 121 золотина размерностью 25–75 мкм. Зерна металла имеют сложную неокатанную форму, что не позволяет объяснить их попадание в морской бассейн выносом с примыкающей суши. В известной россыпи Русская Журавка, связанной с верхнепалеогеновыми морскими отложениями, 79–93 % металла находится в зернах глауконита и карбонатах. Эту конседиментационную часть следует отличать от существенно меньшей части более позднего золота, возникшего в процессе постседиментационных изменений. Последней, как минимум, принадлежит 25 % обнаруженных золотин размерностью 130–160 мкм, представленных октаэдрами и изредка ромбододекаэдрами [1]. Конседиментационное золото распространено и в некоторых фосфоритах. Его зеленоватые неокатанные тонкие пластинки размерностью 200–300 мкм обнаружены в желваках Уколовского месторождения на востоке Курской области. Содержания на массу желваков оценены в 109 мг/м³. Подобные же золотины обнаружены и в фосфоритовых плитах Егорьевского месторождения Московской области, где разрабатывают залежи фосфатов двух уровней – J_3V_3 и K_1b_1 [2]. То, что золотины заключены в плотные фосфоритовые стяжения, важно – это доказывает конседиментационное их появление в еще рыхлом осадке и, как показал Г.Н. Батулин [3], на некотором удалении от дна, в зоне влияния поровых вод.

Причина подобного значительного (в десятки раз по сравнению с кларковыми содержаниями, если говорить о золоте) обогащения рудными элементами отлагающихся осадков видится в поступлении к придонному геохимическому барьеру глубинных металлоносных флюидов по субмаринным разрывам. Подтверждением этому является то, что конседиментационное обогащение металлами тех же фосфоритов не повсеместно. Известны многие площади их развития в Смоленской, Воронежской, Брянской областях, вовсе не содержащие золота [4]. Подобное ло-

²⁵ Воронежский государственный университет, Воронеж; shevpp@yandex.ru

кальное конседиментационное обогащение рудными элементами отлагающихся осадков предлагается называть “рассеянным рудогенезом”. Этимологическая сущность термина понятна – им характеризуется процесс рассредоточения в придонной водной среде по приразломным площадям металлов, поступивших с флюидами из глубин. Важная особенность: обогащение осадков происходит только элементами, определяющими геохимическую специализацию региона. Для Воронежской антеклизы, в фундаменте которой известны сотни крупных проявлений золота, многие из которых претендуют на ранг месторождений (Кшенская и Безымянская рудопродуктивные структуры Тим-Щигровского рудного района КМА и т. д.), естественно локальное обогащение отложений именно этим элементом. Но в иных районах Мира предпочтение может отдаваться: германию (нижнепалеозойский цумбеский ярус, Намибия), бериллию (бертрандитовые залежи в плиоценовых осадочных туффитах Спёр Маунтин, штат Юта, США), меди (верхнерифейско-вендский Медный пояс Замбии) и т. д. Рассеянный рудогенез сам по себе имеет ограниченные возможности для формирования значительных рудоносных залежей. Однако он оказывается необходимым этапом предрудной подготовки, первичного формирования повышенных содержаний, которые могут быть впоследствии мобилизованы, перераспределены и локально аккумулярованы.

В том, что подобные процессы в платформенных условиях действительно имеют место, убеждают исследования на геохимическом полигоне Кудияровка, Измалковский район, Липецкая область. Здесь в карьере выходят на поверхность белые, разнозернистые, преимущественно средне-мелкозернистые, пески мощностью около 10 м с горизонтальной, иногда косой слоистостью латненской свиты нижнего апта, отложившиеся в пределах прибрежно-морской фациальной зоны. В протяженном обнажении Восточном они практически лишены каких-либо изменений. В обнажении Западном, на расстоянии первых десятков метров от Восточного, картина иная. Первично белые аптские псаммиты превращены мощными гипергенными процессами в красные бесструктурные породы, реликты слоистости в которых угадываются лишь на некоторых участках. Интенсивность наложенных изменений не ослабевает на всю вскрытую мощность, более 9 м. Таким образом, в Кудияровке сохранился эталон – объект с первичными геохимическими особенностями аптских прибрежно-морских отложений, с которым можно сравнить продукты вторичных изменений, определить вклад гипергенных процессов в наблюдаемый состав первично осадочных пород. Разрезы изучены полуколичественным спектральным анализом. Из 19 элементов, которые распространены в разрезах повсеместно, шесть – сидерофилы (Mn, Cr, Ti, V, Ni, Co), четыре – халькофилы (Cu, Pb, Zn, Mo), шесть – редкие и рассеянные (Zr, Y, Yb, Sc, Be, Ga), присутствуют щелочноземельный Ba, благородные – Au и Ag.

Сопоставление двух геохимических диаграмм привело к выводам: 1 – большинство сидерофильных элементов в *неизменных гипергенезом*

песках Восточного разреза связаны (в различной степени значимыми) отрицательными зависимостями с золотом и практически не коррелируются с родственным Со. И поведение их в подобного типа разрезах весьма единообразно, т. е. геохимический облик осадков в прибрежной зоне аптского моря формировался одноактно, в рамках единого процесса, со значительным влиянием эндогенного фактора. О вкладе последнего говорят содержания золота в $0,1 \text{ г/м}^3$ г/т по пробе 6316 (в 20 раз больше кларкового значения); 2 – В Западном разрезе, претерпевшем мощные гипергенные изменения, геохимические пути этих элементов расходятся, распадаясь на несколько направлений. При этом малоподвижные Сг и V сохраняют отрицательную корреляцию с золотом и кобальтом и положительную с Ni, но теряют связи с распределением Mn и Ti. Элементы ведут себя независимо (исчезли связи даже Zn и Pb). Общая положительная корреляция сохранилась только для Сг. Другими словами, гипергенные геохимические процессы оказываются разнообразными, разнонаправленными в разные временные интервалы, оперируют разными химическими реагентами, вызывая локальное обогащение пород одними элементами и обеднение их другими.

Литература

1. Митина Е.М. и др. Отчет о поисково-ревизионных работах по оценке перспектив золотоносности отложений осадочного чехла (Русская Журавка) и кристаллических пород фундамента (Мамонский участок) на юго-востоке Воронежской антеклизы. Воронеж, 1973. Фонды ГГП Воронежгеология. № 952.
2. Турлычкин В.М., Горенков Н.Л. Фосфориты – адсорбенты золота и восстановители до свободного металлического // Геол. Вестн. Центр. Районов. 1999. № 3. С. 14–17.
3. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М., 1978. С. 177, 178.
4. Ясырев А.П. О золотоносности мезозойских желваковых фосфоритов Русской платформы // Докл. АН СССР. 1968. Т. 165. № 6. С. 1354–1357.

Н.А. Созинов, О.Г. Лазур²⁶

Роль углеродистого вещества в формировании полиэлементной минерализации

Высокоуглеродистые отложения (черные сланцы) в разрезах верхнего докембрия и нижнего палеозоя привлекают внимание литологов и геохимиков спецификой микроэлементного состава. В пределах Евразии эти отложения настолько широко распространены, что их существенная роль в глобальном геохимическом балансе представляется совершенно

²⁶ Геологический институт РАН, Москва; ivanov@ginras.ru

очевидной [1, 3, 8, 9]. В настоящем сообщении рассматривается один из районов Евразии, а именно Пхеннамский прогиб Сино-Корейского щита [2, 4, 5].

На территории прогиба в нижнем кембрии сформировался обширный мелководный морской бассейн с широкой шельфовой зоной. В условиях развивающейся трансгрессии с постоянным подтоком океанических вод в полосе апвеллинга происходило осаждение фосфатов. В некоторых участках бассейна существовали обширные отмели и архипелаги островов. В начальный период становления бассейна в ряде мест произошло излияние спилитов кислого состава и выброс баритовых туфов. Наличие спилитов, очевидно, могло свидетельствовать об аномальных геотермальных условиях в подстилающих бассейн отложениях верхнего докембрия. Рельеф шельфа был неровным, на его отдельных участках были развиты протяженные трещиноватые узкие желоба-троги, в которых происходило излияние термальных рассолов, углеводородов и водного геля кремнезема из подстилающих отложений. В осадках верхнего докембрия присутствуют горизонты углеродистых черных сланцев [2]. Углеводороды, а возможно нефти и битумы, водный гель кремнезема, обогащенные комплексом микроэлементов, периодически переполняли желоба трогов и растекались по латерали на акватории морского бассейна и накапливались в донных осадках, подобно тому, как это было показано в одной из работ [7].

Металлоносные углеродистые отложения нижнекембрийского возраста содержат в резко повышенных количествах U, Mo, Ni, V, P, Ag и др. Поступление и одновременное растекание по латерали на акватории бассейна металлоносных термальных растворов и эвакуируемых органических веществ может объяснить широкое распространение минерализованных отложений. Эти элементы при экстракции из подстилающих толщ могли быть источником необходимого количества металлов для образования стратиформной минерализации. Поступление этих терм в сочетании с наличием фосфатов способствовало хемогетеротрофной бактериальной активности в донных осадках бассейна.

Изучение микробиологических процессов в U, Mo, Ni, V, P, Ag минерализации раскрывает механизм формирования оруденения и объясняет многие особенности строения рудоносных толщ в бассейне. Углеводороды, нефти и битумы в микробиологических процессах являются энергетическим материалом в первой цепи концентрации элементов. В бассейне изобиловали растворимые соединения микроэлементов, органического вещества, фосфатов и водного геля кремнезема, все они являлись важным источником питательных компонентов для биологической активности.

В стадию позднего диагенеза в результате процессов синерезиса связи металлов с фосфатами, органическим веществом и кремнеземом частично нарушались и происходило перераспределение металлов. Особенно активно этот процесс протекал в стадию начального метаморфизма,

когда создавались благоприятные условия для формирования рудных концентраций промышленного значения.

В мезозое в породах чехла началось формирование брахискладок, взбросов, надвигов и опрокинутых складок, произошло внедрение интрузий, даек щелочного и кислого состава, и, в целом, регенерация фундамента. С этим этапом начался главный процесс вторичных преобразований пород и руд. Происходила их дегидратация и перекристаллизация, в период интенсивных тектонических нагрузок органическое вещество было карбонизировано и превращено в суперантрацит. Особенности начального метаморфизма пород, их минеральные ассоциации (хлорит + серицит + кварц) указывают на то, что в целом температурные условия были несколько ниже зеленосланцевой фации метаморфизма. Метаморфизм пород совпадает с этапом активизации края Китайской платформы и связан, вероятно, с мощным тепловым потоком из глубин как следствием регенерации фундамента. Это создавало резко аномальные геотермальные условия, что, в свою очередь, вызвало формирование источников термальных вод.

Приводимый материал свидетельствует о ступенчатом концентрировании оруденения. Первый этап соответствует времени седиментации и диагенеза осадков в бассейне седиментации, второй – времени вторичной активизации в мезозое, когда создавались благоприятные условия для миграции образующегося рудного флюида и концентрации его в структурных ловушках.

Исследования проводятся по Программе ОНЗ РАН № 2.

Литература

1. Блещинский С.В., Давлетов М.А., Осамбетов К.О. и др. Прогнозирование и оценка комплексных руд в черных сланцах. Бишкек, 2001. 90 с.
2. Гавшин В.М., Созинов Н.А. Геохимия черных сланцев верхнего докембрия и нижнего кембрия Пхеннамского прогиба. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР. № 7. 1991. С. 47–51.
3. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986. 172 с.
4. Созинов Н.А. О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации / Литология и осадочные полезные ископаемые. № 1. 1969. С. 78–92.
5. Созинов Н.А. Металлоносные черные сланцы Пхеннамского прогиба на Сино-Корейском щите // Геология и разведка. 1997. № 6. С. 74–83.
6. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 262 с.
7. Hulbert L.J., Gregoir D.C., Paktunc D., Carne R.C. Sedimentary Nickel, Zinc and Platinum-group elements Mineralization in Devonian Black Shales at the Nick Property, Yukon, Canada. A New Deposit Type // Explor. Mining Geol. 1992. V. 1. P. 39–62.
8. Coveney R.M., Murovchick J.B., Grauch R.J., Chen Mansheng, Glascock M.D. Field Relations, Origins and Resource Implications for Platiniferous, Molybdenum – Nickel Ores in Black Shales of South China // Explor. Mining Geol. 1992. V. 1. P. 21–28.

Рудные минералы угленосных формаций и их обрамления как индикаторы условий седиментогенеза

Одной из актуальных задач геологии является проблема парагенезиса органического и рудного вещества. Известно, что к осадочным формациям (угленосные, черносланцевые формации и др.), обогащенным фоссилизированным органическим веществом (ОВ), приурочены рудные скопления в виде геохимических аномалий или точек минерализации [2, 7]. Обычным минеральным компонентом углей, черных сланцев и других проявлений фоссилизированного ОВ являются сульфидные минералы, образующиеся при биохимическом разложении ОВ в результате биогенной сульфатредукции [3].

В палеозое на территории Татарского свода отмечается три эпохи угленакопления [1] – девонская (франский ярус), раннекарбоновая (визейский ярус) и пермская (казанский ярус). С углепроявлениями и фоссилизированным ОВ в их обрамлении ассоциирует сингенетичная сульфидная минерализация, в том числе и медное оруденение стратиформного типа (казанский ярус). В палеозое на территории Татарского свода биогенное образование сульфидов происходило в разнообразных обстановках. К числу основных относятся континентальные обстановки торфяников (углеобразование), обстановки морского накопления богатых ОВ осадков (доманикиты и сероцветные лингуловые глины) и изолированные фоссилии (растительный детрит, лигниты, минерализованная древесина). Цель работы заключалась в анализе генетических причин возникновения рудной минерализации в угленосных формациях и обогащенных ОВ (черносланцевых) отложениях их обрамления. По данным [8], образование черносланцевых отложений может быть связано с гумидизацией климата и, как следствие, увеличением биопродуктивности водоемов, в частности за счет дополнительного привноса терригенной органики. Исходя из этого, можно предположить, что совместное пространственное и стратиграфическое залегание угленосных формаций, черносланцевых отложений, иных проявлений фоссилизированного ОВ и рудной минерализации обусловлено единой причиной – климатическими изменениями. Этот вывод позволяет рассматривать их в едином комплексе.

²⁷ Казанский государственный университет, Казань, Татарстан; *Rinat.Khassanov@ksu.ru*

Проведенные исследования показали, что состав и особенности рудных минералов, образующихся в результате биогенной сульфатредукции, находятся в тесной зависимости от условий седиментогенеза и могут служить индикаторами их изменения.

1. В ископаемых углях существует определенная связь между величиной сернистости и содержанием сульфидов с одной стороны и геолого-геохимическими условиями литогенеза – с другой. Выявлена зависимость между величиной сернистости углей и нефтей, залегающих в одновозрастных отложениях, что указывает на их возможную генетическую связь.

2. Образование стратиформного медного оруденения связано с изменением климата в раннеказанское время и фоссилизацией органических остатков в окружении аридных красноцветных толщ. По В.Н. Холодову [6], обогащенные ОВ отложения образуют в подобных условиях геохимические экраны, которые способны на разных этапах концентрировать рудные компоненты. Формирование оруденения происходило в результате сложной эволюции минералого-геохимических процессов поэтапно, в течение длительного геологического времени.

На первом этапе происходила концентрация меди в сероцветных морских глинах (мансфельдский пластовый тип оруденения), накопление которых шло синхронно континентальному углеобразованию (байтуганское время нижнеказанского подъяруса). А.М. Лурье [4] связывает осаждение меди с сероводородными сингенетичными и эпигенетичными барьерами, первые из которых действовали в нелигифицированных осадках, вторые – в породах. Однако отсутствие первичных сульфидов меди в лингуловых глинах позволяет предполагать, что осаждение меди происходило на эпигенетичном барьере уже после затухания сульфатредуцирующего процесса и путем ее сорбции компонентами разлагающейся органики и минералами глин.

Образование более поздних медепроявлений (вятский и каргалинский типы оруденения) происходило в результате выноса меди элизионными водами лингуловых глин в иловые воды вновь образующихся водоемов, где она осаждалась на сингенетичных барьерах с участием сульфатредуцирующих бактерий [4]. Просачивание дополнительных порций медьсодержащих растворов обеспечивало необходимое превышение концентраций растворенной меди над железом. Ее первичное осаждение происходило в виде сульфидных псевдоморфоз (халькозин, ковеллин) по растительным и фаунистическим остаткам [5]. Основной процесс сульфидного рудообразования происходил на стадии седиментогенеза и раннего диагенеза. Рудообразование зависело от целого ряда локальных факторов, вызванных различным гидродинамическим (гидрохимическим) режимом, степенью биохимического разложения органических остатков, их первичной биологической природы (растительная или животная), наличием колоний сульфатредуцирующих микроорганизмов и питательных веществ. Поэтому характер и интенсивность ру-

дообразующих процессов менялись на чрезвычайно коротких расстояниях (буквально несколько метров), а состав и концентрация медного оруденения в пределах рудных тел носит незакономерный характер.

В эпигенезе под воздействием пластовых и метеорных (в зоне гипергенеза) вод шло изменение характера и состава химических соединений оруденения, сопровождаемое перераспределением и частичным рассеянием рудного вещества. На этой стадии образовались карбонатная (малахит, редко азурит) и окисная (куприт, тенорит) формы рудной минерализации.

Полученные результаты свидетельствуют о взаимосвязи литолого-геохимических процессов, протекавших в угленосных и обрамляющих их формациях в период формирования, и зависимости состава рудной минерализации от условий седиментогенеза.

Литература

1. *Блудоров А.П.* История палеозойского угленакопления на юго-востоке Русской платформы. М.: Наука, 1964. 275 с.
2. *Ермолов Н.П., Созинов Н.А.* Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986. 173 с.
3. *Кизильштейн Л.Я.* Генезис серы в углях. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростов. ун-та, 1975. 198 с.
4. *Лурье А.М.* Генезис медистых песчаников и сланцев. М.: Наука, 1988. 188 с.
5. *Хасанов Р.Р., Галеев А.А.* Минералообразующая роль захороненных растительных остатков в процессе гидрогенного медного рудогенеза // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 1. С. 18–22.
6. *Холодов В.Н.* Условия образования и вторичные изменения красноцветных формаций как факторы формирования стратиформного оруденения // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 14–37.
7. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Неорганическое вещество углей. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 423 с.
8. *Юдович Я.Э.* Генезис юрских горючих сланцев: концепция, развитая в институте геологии Коми НЦ УрО РАН // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2005. № 6. С. 22.

Комплексные редкометалльно-титановые россыпи современного побережья Черного моря

Под комплексными редкометалльно-титановыми россыпями понимаются полиминеральные россыпи, главными полезными компонентами которых являются ильменит, рутил, лейкоксен и циркон, сопутствующими – редкоземельные фосфаты (монацит, ксенотим) и алюмосиликаты (дистен, силлиманит, ставролит, гранат, эпидот) [2]. В настоящее время все известные промышленные месторождения титан-циркониевого сырья, находящиеся в России, относятся к категории ископаемых россыпей и приурочены к платформенному чехлу древних щитов и платформ.

В Краснодарском крае вдоль побережья Черного моря (от ст. Ахтанизовской до г. Туапсе) в современных пляжевых отложениях широко распространенными являются мелко- и среднезернистые пески с повышенным содержанием тяжелых минералов. На участках максимального скопления россыпных минералов пески окрашены в фиолетово-красный цвет с примесью черного. В разные годы эти отложения изучались сотрудниками Ростовского государственного университета, в результате на территории Таманского полуострова были установлены два проявления гранатового концентрата [1, 4]. Одно располагается на южной окраине полуострова, вблизи совхоза Янтарь, на берегу озера Соленое. Протяженность россыпи составляет 1,5–2 км при ширине 20–30 м и мощности от 0,1 до 0,4 м. Второе проявление, меньшее по размерам, находится в северной части Таманского полуострова, на берегу Ахтанизовского лимана.

Однако изучение минерального состава современных пляжевых отложений, как на территории выявленных проявлений, так и за их пределами показало, что они могут рассматриваться как комплексные редкометалльно-титановые россыпи. Выход тяжелой фракции в них колеблется от 5–10 до 50–70 %, достигая в отдельных прослоях 98 %. Полезные минералы представлены (среднее содержание в %): ильменитом (35,7–37), гранатом (19,8–21,5), рутилом (13,6–14,2), магнетитом (3–10), сфеном (7,8–9,6) и цирконом (3–5). Соотношения минералов в отдельных прослоях меняются; так, содержание граната иногда достигает 70–82 %. Кроме того, в тяжелой фракции были определены ставролит, дистен, турмалин, пироксены, амфиболы, эпидот и оливин. Тяжелые минералы концентрируются преимущественно во фракции 0,16–0,28 мм. Степень окатанности россыпных минералов различная, довольно часто в пределах одного минерального вида присутствуют хорошо окатанные, угловатые зерна и обломки кристаллов. Максимальные концентрации рос-

²⁸ Ростовский государственный университет, Ростов-на-Дону

сыпных минералов приурочены к пляжам юго-западной части Таманского полуострова (мыс Железный Рог – озеро Соленое) и прослеживаются на протяжении 8 км. Юго-восточнее озера Соленое содержание тяжелых минералов постепенно убывает и в отложениях Бугазской косы составляет 5–10 %.

Россыпи тяжелых минералов формируются как на абразионно-аккумулятивных берегах, распространенных вдоль клифов (м. Железный Рог, м. Панагия), так и на отмелях аккумулятивных в пределах лагун и лиманов (оз. Соленое, лиман Ахтанизовский). Концентрирование минералов осуществляется в волноприбойной зоне за счет природного шлихования более бедных тяжелыми минералами сарматских, киммерийских и понтических отложений, вскрытых морской абразией. Питающие породы представляют собой смешанные глинисто-алевритовые, глинисто-песчаные и песчаные разности, легко поддающиеся размыву и поставляющие в береговую зону рудные минералы. Следует отметить, что ранее (1973–2001 гг.) геологами Северо-Кавказской экспедиции в Краснодарском и Ставропольском краях были выявлены проявления и месторождения россыпных титан-циркониевых минералов, приуроченные к рассматриваемым стратиграфическим подразделениям [3, 5]. По данным минералогического анализа (таблица) устанавливается полное сходство минеральных ассоциаций в тяжелой фракции этих отложений в пределах Таманского полуострова, а также устойчивая тенденция к увеличению выхода тяжелой фракции от древних отложений к современным.

Таблица

Минеральный состав тяжелой фракции отложений Таманского полуострова

Возраст	Тяжелая фракция, %	Среднее содержание минералов, %										
		ильменит	гранат	ставролит	сфен	рутил	турмалин	циркон	пироксены	амфиболы	лигнен	магнетит
Сарматские	1,65–3,2	+	+			+			+			+
Киммерийские	6,4–7,3	30–33,3	1,1–0,9	6,7–10,1	7,3–8,7	5,2–7,2	4,8–7,7	4,1–6,7	8,3–9,5	2,6–5,5	10,7–12,5	0,1–0,9
Современные	5–98,6	35,7–37,7	19,8–21	+	7,8–9,6	13,6–14,2	+	3–5	+	+	+	3–10

Примечание: + – присутствуют, количественные содержания не определялись.

В качестве источника россыпных минералов нельзя также исключать роль мезозойско-кайнозойских кор выветривания магматических и ме-

таморфических пород, распространенных на Западном Кавказе. На это указывает присутствие в тяжелой фракции неустойчивых минералов (пироксены, амфиболы, оливин), а также различная степень окатанности россыпных минералов.

Таким образом, современные пляжевые отложения Таманского полуострова, рассматриваемые ранее только как гранатовые концентраты, могут представлять практический интерес и как источник получения титан-циркониевых минералов.

Литература

1. *Бойко Н.И., Власов Д.Ф., Голиков-Заволженский И.В., Седлецкий В.И., Талпа Б.В.* Справочник по неметаллическим полезным ископаемым Краснодарского края. Части 1 и 2. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1975.
2. Россыпные месторождения России и других стран СНГ. *Лаверов Н.П., Патык-Кара Н.Г.* М.: Научный мир, 1997. 480 с.
3. *Рудянов И.Ф.* Условия формирования титан-циркониевых россыпей Ставропольского россыпного района / Проблемы геологии и геоэкологии Южнороссийского региона. Новочеркасск: Набл, 2001. С. 159–170.
4. *Труфанов В.Н., Куршев С.А., Майский Ю.Г.* Новая область применения минералов группы гранатов / Роль технологической минералогии в развитии минерально-сырьевой базы страны. Челябинск, 1986.
5. *Холодная И.А., Хардинов А.Э.* Критерии прогнозирования киммерийских титан-циркониевых россыпей юга России // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2004. № 6. С. 31–34.

В.Н. Холодов²⁹

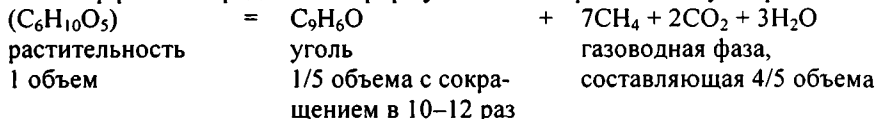
Катагенез и формирование эпигенетических стратиформных месторождений Донбасса

1. Исследование геохимических особенностей мезозойско-кайнозойских глинистых отложений Предкавказья позволило построить модель, которая объясняет механизм преобразования рассеянного органического вещества (РОВ), карбонатов, SiO₂ и возникновение за счет глин нефти и газоводных растворов.

2. Результаты исследования палеозойских глинистых отложений Донбасса позволяют использовать модель Предкавказья и в этом регионе, причем, наряду с глинами источником газоводных растворов здесь являлись, по-видимому, пласты, испытывавшие преобразования стадии углефикации.

²⁹ Геологический институт РАН, Москва; gin@ginras.ru

3. Генерация газоводных растворов из углей в ходе их углефикации и метаморфизма определяется формулой Х. Шварца и Г. Лауппера:



Таким образом, углефикация растительности в сочетании с преобразованием глин рождает мощный элизийный процесс, существенно преобразующий распределение химических элементов в углях и угленосных толщах.

4. Огромная роль перераспределения химических элементов в угленосных отложениях Донбасса установлена в работах Ф.Ф. Таранушича (2003), который показал закономерность локализации стронций-золото-полиметаллического, редкометального и вольфрамового поясов, на фоне которых выделяются локальные (солянокупольные) концентрации Hg, W, Li и др. элементов.

5. В общую геохимическую зональность Донецкой элизийной системы хорошо укладываются закономерности строения и размещения стратиформных месторождений региона – цветных металлов (Нагольный край), ртути (Никитовка и др. рудопроявления), урана и редких металлов (Адамовка).

Г.Н. Черкасов³⁰

Неоген-четвертичный вулканизм и современное гидрогенное рудообразование в Саяно-Байкальской области Сибири

Саяно-Байкальская область находится в северной зоне Центрально-Азиатского горячего поля (суперплюма), представляющего собой аномальную мантию мощностью в сотни километров. Граница ее кровли в районе оз. Байкал достигает подошвы земной коры, затем круто обрывается в сторону Сибирской платформы и полого погружается к югу на глубину 600 км в пределах Монголии. Сформировалась она в олигоцене – раннем миоцене, вызвав воздымание территории Саяно-Байкальской области, сопровождавшееся расширением площадей эрозии (осадки этого возраста отсутствуют), раскрытием разломов (в том числе Байкальского рифта) и излиянием толеитовых, щелочных и субщелочных базальтов.

³⁰ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск; *cherkasov@sniiggims.ru*

Тектоно-магматическая активизация сопровождалась землетрясениями, границы которых магнитудой свыше 5 баллов в общих чертах повторяют северную границу суперплюма. Так за последние 150 лет в Кузбассе зафиксировано 31 такое землетрясение. С плиоцена большинство блоков Саяно-Байкальской области испытало опускание, что привело к закрытию части разломов, в том числе и к сжатию южной зоны Байкальского рифта, прекращению основного вулканизма в Алтае-Саянской складчатой области (АССО) и широкому распространению осадков неоген-четвертичного возраста. В стадии растяжения продолжает оставаться северо-восточная зона Байкальского рифта, и здесь в бассейне р. Чары на речных террасах Q_{IV} иногда фиксируются практически современные лавы щелочных базальтов. В зонах сжатия (юго-западная часть Байкальского рифта), например, в бассейне р. Иркут, наоборот присутствуют современные вулканические купола, сложенные туфами кислых пород, т. е. на глубине должны существовать современные очаги гранитизации. Это же подтверждают и магнитотеллурические и гидрогеологические исследования южной части оз. Байкал, где температура литосферы на разделе Мохо составляет 1100–1200 °С и, значит, в низах земной коры в условиях притока воды возможно плавление окружающих пород с образованием очага гранитизации. Об этом же свидетельствует обилие горячих (20–90 °С) и холодных источников гидрокарбонатно- Na и сульфатных $Ca-Mg$ вод, образующих в южной части оз. Байкал среди гидрокарбонатно- Ca вод озера резервуар глубоких сульфатно-гидрокарбонатно- $Na-Ca-Mg$ вод. Со щелочными гидрокарбонатно- Na водами, поднимающимися обычно от очагов гранитизации, в больших количествах переносятся Si^{4+} , Sr , Rn , U , V , C_nH_m . Они постоянно насыщены CO_2 , CH_4 , N_2 , реже инертными газами, H_2 и He . Сульфатные $Ca-Mg$ воды поставляют J , Br , Li , Al , реже Mn , P и газуют H_2S и CO_2 . Тепловой поток в южной части оз. Байкал и в зоне сжатого Баргузинского разлома (р. Баргузин) составляет 92–100 мВт/м², а температурный градиент колеблется от 50 до 62 °С/км. Кроме этих районов, подобные современные очаги гранитизации, по данным геолого-гидрогеологических исследований, намечаются в Кузбассе в низах земной коры (25–30 км) под Терсинским поднятием, где градиент температур составляет 43 °С/км, а в скважинах на гл. 2500–3000 м замеры температур дают 120–125 °С, и где из сульфатно-гидрокарбонатно- $Na-Ca-Mg$ вод, поднимающихся по разлому и сильно газующих CO_2 , высаживается современный давсонит $NaAl(OH)_2CO_3$. По аналогии, подобный современный очаг гранитизации намечается на Алтае в районе курорта Белокурихи.

В пределах Саяно-Байкальской области функционирует около 500 источников минеральных вод, поставляющих на поверхность различные химические элементы, дающие на поверхности в благоприятных условиях рудные скопления (фосфориты, бокситы, железо, марганец), образующие как горизонты, линзы в речных террасах Q_{IV} , поймах, руслах ручьев, так и пластообразные залежи прямо на поверхностях современного рельефа, сложенных различными по возрасту породами.

Так, в северном Прибайкалье (Бурятия), в верховьях рр. Тыи и Ондоко, по водоразделу рр. Абчада и Олокит, вдоль Ондоко-Олокитской зоны разломов установлено несколько десятков функционирующих холодных (2–4 °С) источников гидрокарбонатно-сульфатно- Na вод с минерализацией 0,1–0,8 г/л, pH 5,8–6,3, с содержанием (мг/л) Fe 15–50, Mn 1–5, из которых на четвертичных водно-ледниковых осадках и черных протерозойских сланцах активно идет хемогенная садка гидроокислов Fe и Mn, формирующих красно-бурые покровы лимонита мощностью 3–8 м и размером от 50×100 до 120×700 м, протягивающихся вдоль разлома на 10 км. Лимонит образует губчатые, плитчатые, плотные массивные, брекчиевидные или пористые руды. Химический состав руд (вес. %): Fe_2O_3 общ. 68–74, MnO 1–10. Кроме того, руды обогащены Ge (13 г/т), Zn, Pb, As, Cd. Примерные ресурсы руд составляют уже более 50 млн. т. Накопление лимонита продолжается и в настоящее время.

В Западном Саяне, в левобережье р. Енисей, против устья р. Ус и в 1 км от берега, в зоне разлома северо-восточного направления, в распадке на абсолютных отметках 700–720 м находится Усть-Усский минеральный источник с дебитом 0,5 л/с, образующий ручей, стекающий вниз по склону по песчано-сланцевым отложениям PZ₁. Ручей имеет ширину русла 2,1 м и глубоко врезан в палеозойские породы. Воды источника сульфатные Ca-Mg, беловатые, мутные, слабокислые, вязущие на вкус (pH 4,6) с минерализацией 0,8 г/л (1973 г.) и 2,1 г/л (1987 г.). На выходе воды сильно газуют CO_2 , поэтому пенятся. Воды поставляли (1973 г.) (г/л): Si^{4+} 0,7–16,4, Al^{3+} 4,4–11,5, Mn^{2+} 3,8–5,0, $\text{Fe}_{\text{общ}}$ 0,6, J 1,8, Br 4,1, а в 1987 г. (г/л): Si^{4+} 1,3, Al^{3+} 18,7, Mn^{2+} 1,6–2,9, $\text{Fe}_{\text{общ}}$ 10,2, J 4,1, Br 4,6. Из источника идет хемогенная садка глинозема и замещение им терригенного материала, попадающего в ручей: мелких обломков песчаников и сланцев, сучков, щепок и коры деревьев. К 1973 г. в русле ручья сформировался мелкообломочный и сыпучий пласт аллофана мощностью 2,8 м и длиной около 40 м. Далее воды ручья осветляются и уходят под склоновый делювий. Аллофан белого, желтоватого, зеленоватого, зеленовато-желтого, буровато-черного и черного цвета от примеси Mn. Кроме аллофана, составляющего 76,2–91,1 %, в породе присутствуют (%) алюминит (3,4–18,5), гиббсит, бёмит (до 3,6), манганит (до 4,1). Химический состав аллофановых пород (до 1973 г.) (вес. %): SiO_2 17,4–19,7, Al_2O_3 33,9–37,4, Fe_2O_3 0,2–1,2, MnO 0,1–3,3. На поверхности аллофанового пласта накапливался молодой нелитифицированный сметанообразный илестый осадок, который в 1973 г. имел (вес. %) SiO_2 10,2, Al_2O_3 38,4, Fe_2O_3 0,6, MnO 0,4. Прокаленный до 800 °С, он содержал (вес. %): SiO_2 15,1, Al_2O_3 79,2, Fe_2O_3 2,1, MnO 0,5. В 1987 г. такой же молодой нелитифицированный илестый осадок имел уже другой состав (вес. %): SiO_2 2,5, Al_2O_3 41,6, Fe_2O_3 2,7, MnO 0,3, т. е. со временем качество аллофановых пород улучшается, приближая их к высококачественным бокситам. Концентрации малых элементов в глиноземистых породах (г/т): F 500–2000, Ce 100–1000, Ni 700, Co 170, Y 160, Cu 60–700, Be

10–50, Mo 28, Bi 6, Ag 0,1–0,7; $\delta^{18}\text{O}$ 18,1 ‰. Низкие содержания в аллофанах железа и почти полное отсутствие титана объясняется генетической их связью с гранитными магмами. На геохимических диаграммах Е. Шроля и Д. Зауэра аллофаны Усть-Усского проявления попадают в поле распространения гранитов. Формирование аллофанового пласта продолжается и в настоящее время. Аллофан – форма метастабильная, и в зависимости от соотношения в нем Al_2O_3 и SiO_2 по мере старения спонтанно переходит в кварц-каолинитовые породы или гиббсит-каолинитовые аллиты и бокситы.

Таким образом, исследование процессов рудообразования и формирования осадочных месторождений на современных природных объектах позволяет решать как практические задачи поиска древних месторождений полезных ископаемых, так и теоретические вопросы рудообразования.

Секция 6-б.

Неметаллические полезные ископаемые

Е.В. Беляев¹

Минерально-сырьевая база нерудных полезных ископаемых Нижнего Прикамья

Минерально-сырьевая база Нижнего Прикамья (Республика Татарстан) представлена более чем 200 месторождений, проявлений и пунктов минерализации нерудных полезных ископаемых. Основной потенциал определяют месторождения строительных материалов: известняки, песчаники, бентонитовые глины, суглинки, пески, песчаники, ПГС, красящие пигменты. Известны месторождения сапропеля и минеральных вод. Горючие полезные ископаемые представлены нефтью и газом (не рассматриваемыми в настоящей работе), бурым углем и торфом.

На изучаемой территории месторождения и проявления известняков в основном приурочены к ниже-, верхнеказанским и татарским отложениям. В нижеказанском подъярусе продуктивными являются байтуганская и камышлинская толщи. Известняки залегают в виде пласто- и линзообразных тел мощностью от 0,2 до 8,0 м (в среднем 3,0–5,7 м).

Месторождения и проявления известняков, ассоциирующие с породами верхнеказанского подъяруса (морквашинская толща), редки. Мощность продуктивной толщи изменяется от 0,3 до 2,2 м, составляя в среднем 1,7 м.

Продуктивные горизонты известняков в татарских отложениях относятся к максимумской и ильинской толщам. Мощность продуктивных горизонтов достигает 1,8 м при среднем значении 0,9 м.

Глины бентонитовые приурочены к бикляньской, аккумуляевской и чистопольской свитам плиоцена. Мощность продуктивных толщ изменяется от 2 до 27 м, составляя в среднем 11,2 м.

Сырьем для производства кирпича являются преимущественно солифлюкционно-делювиальные и делювиальные суглинки четвертичного возраста. Полезные толщи представлены пластообразными залежами суглинков известковистых мощностью от 1,0 до 15,0 м (в среднем 6–7 м).

Строительные песчаники, представленные четырьмя мелкими месторождениями и тремя проявлениями, связаны с отложениями приказан-

¹ ЦНИИгеолнеруд, Казань; bel@geolnerud.mi.ru

ской и печишинской толщ (P_2kz_2). Песчаники слагают пластообразные тела средней мощностью 5,0 м.

Пески строительные приурочены к эоплейстоценовым аллювиальным отложениям, породам третьей и четвертой надпойменных террас шкловско-московского и днепровского горизонтов, а также современной поймы. Мощность продуктивных толщ песков изменяется от 0,8 до 21,0 м, составляя в среднем 8,2 м.

Единственное месторождение стекольного песка (Салаушское) связано с современными аллювиальными отложениями. По качественным показателям сырье не соответствует ГОСТу, однако технологические свойства песка изучены недостаточно.

Месторождения песчано-гравийных смесей приурочены к четвертичным отложениям современной поймы, первой и второй надпойменных террас. На площади известны 28 месторождений, из которых в настоящее время эксплуатируются только единичные. Мощность продуктивных толщ изменяется от 1,0 до 23,2 м, составляя в среднем 12,1 м.

К поделочным камням относятся кальцитовый (мраморный) оникс и окремненная древесина, которые являются нетрадиционными видами полезных ископаемых для Республики Татарстан.

Кальцитовый оникс встречается в известняках байтуганской толщи в виде натеков, цемента брекчий, небольших сталактитов. Мощность прожилков составляет первые сантиметры, достигая в единичных случаях 20 см, длина сталактитов – до 30–35 см.

К песчаникам камышлинской толщи приурочены основные проявления окремненной древесины (Тихоновское, Тихие Горы, Элеваторный карьер). Толщина стволов деревьев составляет 10–70 см, длина – от первых метров до 10 м.

Железооксидные пигменты представлены пылевато-глинистым (охры) и песчанистым типами. Охра генетически связана с болотными и аллювиальными отложениями средне- и позднеплейстоценового возраста. Проявления приурочены к склоновым понижениям террас и верховьям мелких водотоков. Железосодержащие пески связаны с русловой фацией второй надпойменной террасы.

На площади выявлены ряд месторождений и проявлений болотных охр, слагающих линзо- и пластообразные тела среди торфяных залежей. Охры состоят в основном из окислов и гидроокислов железа (гетит, гидрогетит, гематит). Кроме этого, в их состав входят глинистые минералы, карбонатное и органическое вещество, фосфатсодержащие и терригенные минералы. Пигментообразующим компонентом является аморфный гидрогетит, частично лепидокрокит и гетит.

Проявление железосодержащих песков обнаружено у с. Мальцево. Полезная толща сложена ожелезненными песками с включениями охры (мощность 0,2–0,35 м). Пигментообразующими минералами являются гетит и гематит. Содержание окислов железа в песках 10,7–16,6 %.

В изучаемом районе сосредоточен основной сырьевой потенциал сапропеля Республики Татарстан. Наибольшее значение имеют месторождения Улукуль, Лебяжье и Белое, соответствующие по масштабам средним объектам. Месторождения связаны с голоценовыми озерно-болотными отложениями террас и поймы р. Кама. Площадь месторождений варьирует от 2–9 га (мелкие) до 13–219 га (средние). Мощность полезной толщи 1–6 м. В генетическом отношении преобладают известковистые и органико-известковистые месторождения, относящиеся к карбонатному классу смешанного типа.

Бурый уголь образует маломощные (0,1–0,4 м) пластообразные тела протяженностью в первые километры в отложениях камышлинской и барбашинской толщ, фиксируя переходную зону от морских к континентальным образованиям. Проявления угля (Казаковское и Усть-Икское) затоплены водами Нижнекамского водохранилища, отдельные горизонты и пласты встречаются в эксплуатируемых карьерах Элеваторного, Максимковского и Бондюжского месторождений известняков, в коренном залегании в окрестностях сс. Покровское, Танайка, Бетьки, Тарловка, а также вскрыты скважинами на крыльях Елабужской структуры. Угли черные, листоватые, рыхлые, местами ожелезненные, с повышенными содержаниями меди и благородных металлов.

Основные запасы торфа, преимущественно низинного типа, связаны с болотными отложениями пойм и надпойменных террас рек Кама, Тойма, Иж, Шильна, Кувады. Месторождения представлены линзо- и пластообразными телами небольшой мощности (в среднем 1–3 м) и различной протяженности (от сотен метров до 10–12 км). Наиболее крупные объекты связаны с топяным (Белое) и лесным (Сетяковское, Горелое) подтипами. В составе полезной толщи преобладают древесно-тростниковые, осоковые и тростниковые торфа средней и высокой степени разложения с зольностью 15–35 %.

Приведенные материалы дают достаточно полную характеристику минерально-сырьевой базы и могут быть использованы при разработке долгосрочной программы развития промышленного и аграрного комплексов северо-востока Татарстана.

Особенности формирования боратов в пермском Прикаспийском бассейне

Проявления борной минерализации известны в галогенных отложениях почти всех систем фанерозоя. Но наиболее интенсивно борная минерализация развита в отложениях пермского возраста и в озерных отложениях неогенового, а также четвертичного возраста. При этом в пермский и неогеновый периоды масштабы боронакопления, как и разнообразие минеральных видов боратов, достигли своих максимальных значений, вплоть до образования его промышленных месторождений. В пермскую эпоху **рудообразование бора** было приурочено к тыловым частям морских солеродных бассейнов, которые располагались в пределах Северогерманской и Прикаспийской впадин.

Месторождения бора в пермских галогенных формациях, как известно, связаны главным образом с фациями наиболее осолоненных участков солеродного бассейна, которые представлены калийными и калийно-магниевыми солями сульфатной линии.

Применение методов термобарогеохимии (состав рапы включений в галите различных стадий сгущения морских растворов из ассоциации с боратами, морфологические особенности включений и термометрия многофазовых вакуолей в борных минералах) позволило нам в пределах кунгурского Прикаспийского бассейна установить, что из растворов **сульфатного типа** формировались седиментационные бораты: моноядерные – сульфоборит и пинноит, одноосновные дибораты – ашарит и калиборит, двухосновной тетраборат – бура, трехосновной пентаборат – улексит, двухосновные трибораты – иньоит и борацит; из растворов **хлоркальцевого типа** – одноосновные дибораты – ашарит и калиборит, трехосновной пентаборат – пандермит, двухосновные трибораты – иньоит и гидроборацит. Температура образования первично-седиментационных боратов не превышала 40–45 °С. В результате изменения физико-химических условий минералообразующей среды в солеродном бассейне западной и юго-западной частей прибортовой зоны, юго-западной и южной частей Прикаспийской впадины формируется широкая гамма экзогенных боратов. Наиболее распространенными среди них в изученных галогенных разрезах являются борацит, хильгардит, гидроборацит, ашарит, калиборит и колеманит. Температура их образования составляла 50–70 °С, а иногда 90 и более 110 °С, соответствуя стадиям раннего диагенеза, диагенеза и, возможно, катагенеза. Образование витчита-А, сирлезита и еремеевита, нетипичных для солеродных бассейнов,

² Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов;
GoncharenkoOP@mail.ru

можно объяснить только участием вулканической и сопряженной с ней гидротермальной деятельности. Учитывая степень сгущения морских растворов и присутствие в галогенных разрезах продуктов вулканической и гидротермальной деятельности на фоне развития пермского солеродного бассейна, в пределах изученных территорий можно выделить пять групп борных минералов: I. **Эвапоритовые**: а) связанные с *подготовительной* стадией галогенеза: борацит, иньоит, улексит, ашарит, витчит; б) галогенные, образованные: 1 – на *галитовой* стадии: из рапы *сульфатного типа* кристаллизуются пинноит, ашарит, 2 – на *сильвинитовой* стадии: из рапы *сульфатного типа* кристаллизуются ашарит, калиборит, пинноит, (гидроборацит, пандермит), а из растворов *хлоркальциевого типа* – пандермит, калиборит, иньоит (растворов), 3 – на *карналлитовой* стадии: из рапы *сульфатного типа* кристаллизуются борацит, преображенскит, (гидроборацит), а из растворов *хлоркальциевого типа* – пандермит, колеманит, 4 – на *бишофитовой* стадии: борацит, (преображенскит), 5 – садка *сульфатных солей* сопровождается кристаллизацией ашарита, сульфоборита, борацита, джинорита, аксаита, (преображенскита, гидроборацита, хильгардита, галургита). II. **Гипергенные**, сформированные в результате выветривания галогенных пород в ассоциации с гипсом и глинисто-карбонатными отложениями: улексит, иньоит, пандермит, колеманит, курнаковит, индерит и др. III. **"Сквозные"**, присутствующие не только на всех стадиях осолонения бассейна, но и в образованиях первого и второго типов: гидроборацит, борацит и ашарит. IV. **Вулканогенно-осадочные** бораты: бура, улексит, витчит-А, сирлезит. V. **Гидротермально-осадочные**: еремеевит, говлит.

Таким образом, основным фактором, контролирующим процессы рудоотложения бора в пермских солеродных бассейнах, было не только глубокое (вплоть до эвтоники) сгущение морской воды, которая являлась важным, но не единственным источником бора, необходимым для осаждения боратов. Значительное влияние на галогенное рудообразование оказывало поступление в солеродный бассейн бороносных растворов из областей развития пород с повышенным содержанием бора, находившихся в условиях интенсивного химического выветривания. В результате чего в бассейн поступали поверхностные воды, обогащенные бором относительно морских растворов, что приводило к опережению осаждения борных минералов во времени относительно кристаллизации вмещающих солей. Определенная роль отводится также и притоку гидротермальных растворов по глубинным разломам. Разгрузка гидротермальных растворов в солеродные бассейны в условиях аридного климата часто сопровождалась осаждением троны, буры и легкорастворимых солей натрия (Карасальская моноклираль).

Закономерности распределения урана в гипергенных фосфоритах

Фосфориты являются одними из осадочных образований, характеризующихся весьма интенсивным уровнем использования, в первую очередь в качестве сырья для производства или непосредственного применения в качестве удобрений. Изучение их проводится весьма активно, в том числе с точки зрения анализа микроэлементного состава. Последнее важно как с общих позиций выявления закономерностей распределения микроэлементов в осадочных породах, так и под углом зрения практического использования фосфоритов в качестве агрохимического сырья, имея в виду, что они содержат целый ряд микроэлементов, выступающих в качестве микроудобрений, с одной стороны, и представляющих экологическую опасность, с другой. Уран в этом отношении занимает одно из первых мест. С другой стороны, фосфориты являются важной рудой на производство урана, и в США преобладающая доля урана производится именно из фосфоритов. В связи со сказанным количество публикаций, касающихся содержания микроэлементов в фосфоритах, весьма велико, что в немалой степени касается и урана, являющегося в фосфоритах одним из характеристических элементов. Проблема, однако, заключается в том, что большая часть работ, в которых рассматривается микроэлементный состав фосфоритов, включая уран, касается фосфоритов морского генезиса. В гипергенных фосфоритах содержание урана анализировалось в несравненно меньшей степени. В качестве надежно установленного можно считать лишь повышенное содержание урана в кальциевых алюмофосфатах ряда крадаллита. Настоящая работа ураноносности фосфатов этого типа не касается и имеет целью рассмотреть распределение урана в кальциевых фосфатах группы апатита, которые в составе фосфоритов преобладают.

Для исследования была подобрана коллекция гипергенных фосфоритов, характеризующая многие известные их месторождения и проявления а также различные текстурные типы – копролитовые, массивные, корковые толстослоистые и тонкослоистые, конкреционные. Изученная коллекция включала копролитовые пещерные фосфориты юга Сибири (пещера Археологическая), фосфатные копролиты из озерных отложений района оз. Зайсан (Казахстан), связанные с выветриванием осадочных пород карстовые котловинные фосфориты Сибири (месторождения Белкинское, Обладжанское, Сейбинское, Телекское, а также Ирсымское неясного типа), Урала (Ашинское на Южном Урале), гипергенные фосфориты Казахстана (месторождение Джанытас бассейна Каратау в Южном и прояв-

³ Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск; zanin@uiggm.nsc.ru

ление Мирный в Центральном Казахстане), Бельгии (район Льежа), Испании (провинция Эстремадура), Индии (Араваллийский бассейн), Флориды, Теннесси. Из областей выветривания эндогенных пород изучались гипергенные фосфориты Маймача-Котуйской провинции ультраосновных-щелочных пород севера Сибири (массивы Маган, Ыраас, Ессей), массивов карбонатитов Восточного Саяна (Белозиминский), Кольского полуострова (Ковдор). Из областей совместного развития эндогенных и осадочных пород изучались фосфориты Антоновско-Липовского проявления на Среднем Урале), месторождение Лан области Нассау, Германия. Анализировались фосфориты острова Рождества, Индийский океан.

Содержание урана в изученных гипергенных фосфоритах колеблется от 0,5 до 790 г/т при преобладании в пределах 5–100 г/т (65 % от общего числа проб). Содержания урана в количестве менее 5 г/т характеризуют 21 % всех проб, свыше 100 г/т – 14 % проб. При этом содержания урана в гипергенных фосфоритах, сформированных в областях выветривания осадочных и эндогенных пород, находятся в целом в одних пределах. Что же касается копролитовых фосфоритов, то в пещерном фосфорите, сформированном в аэробных условиях, содержание урана составило лишь 1,8 г/т, в то время как в озерном, в среднем по пяти пробам, – 141,6 г/т. Сравнение содержания урана в гипергенных фосфоритах с морскими [1] показывает, что в целом содержание урана в гипергенных фосфоритах близко по отношению ко многим мезозойским – кайнозойским фосфоритам и выше по отношению к древним, особенно докембрийским, фосфоритам. Низкое содержание урана в последних связывается нами с выносом этого элемента из кристаллической структуры карбонатапатита в условиях катагенеза [2]. Применительно к конкретным месторождениям можно констатировать, что содержание урана в гипергенных фосфоритах может быть как выше, так и ниже, чем в исходных морских.

Проведенный корреляционный анализ показал, что по всей выборке уран не коррелируется на уровне доверительной вероятности выше 0,95 ни с одним компонентом состава карбонатапатита. Такая корреляция отчетливо выражена применительно к P_2O_5 , CaO и F лишь для региона в целом и особенно – для конкретного месторождения (в нашем случае Южная Сибирь и Телекское месторождение). Что же касается таких типичных изоморфных примесей в составе карбонатапатита, как Na и карбонат-ион, то значимая корреляция их с ураном непостоянна и может отсутствовать даже в пределах месторождения.

Формирование гипергенных фосфоритов в условиях окислительной среды заставляет допустить в качестве главного механизма концентрации в них урана сорбцию его фосфатным минералом в виде уранила, что обосновывается рядом исследователей [3, 4]. Собственные минералы урана в гипергенных фосфоритах выявлены не были.

Несомненно, важную роль в концентрации урана в фосфоритах имеют их текстурные особенности. Несмотря на ряд отклонений, можно констатировать, что корковые фосфориты, и в особенности тонкослои-

стые, нередко характеризуются более высоким содержанием урана, чем подстилающие их массивные. Именно с тонкослоистым корковым фосфоритом связано максимальное для всей выборки (790 г/т) содержание урана. По развиваемым авторами представлениям массивные фосфориты представляют продукт разовой садки фосфата из коллоидных растворов, тогда как фосфатный минерал тонкослоистых корок представляет продукт многократно повторяющейся химической кристаллизации из истинных растворов, что усиливало сорбционную способность формируемого фосфатного продукта. В то же время повышенное содержание урана в тонкослоистых корковых фосфоритах наблюдается не всегда и отражает, очевидно, содержание элемента в фосфатобразующих растворах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 04-05-64075.

Литература

1. Батурин Г.Н., Коченов А.В. Уран в фосфоритах // Литология и полез. ископ. 2001. № 4. С. 353–373.

2. Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Гилинская Л.Г., Фомин А.Н., Киреев А.Д. Уран осадочного апатита в катагенезе // Геохимия. 2000. № 5. С. 502–509.

3. Рожкова Е.В., Разумная Е.Г. Серебрякова М.Б., Щербак О.В. Роль сорбции в концентрации урана в осадочных породах / Труды II Международной конференции по мирному использованию атомной энергии в Женеве. М.: Атомиздат, 1959. Т. 8. С. 300–311.

4. Altshuler Z.S., Clarke R.S., Young E.J. Geochemistry of uranium in apatite and phosphorite / U. S. Geological Survey Prof. Paper 314-D. 1958. P. 45–90.

Т.В. Литвинова⁴

Условия образования и генезис пластовых фосфоритов

Поступление в мировой океан огромного количества фосфора [1] и включение его в геохимический круговорот, произошедшее на рубеже венда и кембрия, явилось важнейшим событием в геологической истории Земли и привело к повсеместному образованию так называемых микрозернистых фосфоритов пластового типа. В этот период времени, а точнее, в томмотском веке раннего кембрия, образовались крупнейшие фосфатносные провинции мира – Малый Каратау, Хубсугул, Юньнань и др. Пластовые фосфориты протянулись на многие километры. Более того, практически все отложения этого времени характеризуются повышенным содержанием фосфора [2]. Эти события совпадают с массовым

⁴ Геологический институт РАН, Москва; semikhatov@ginras.ru

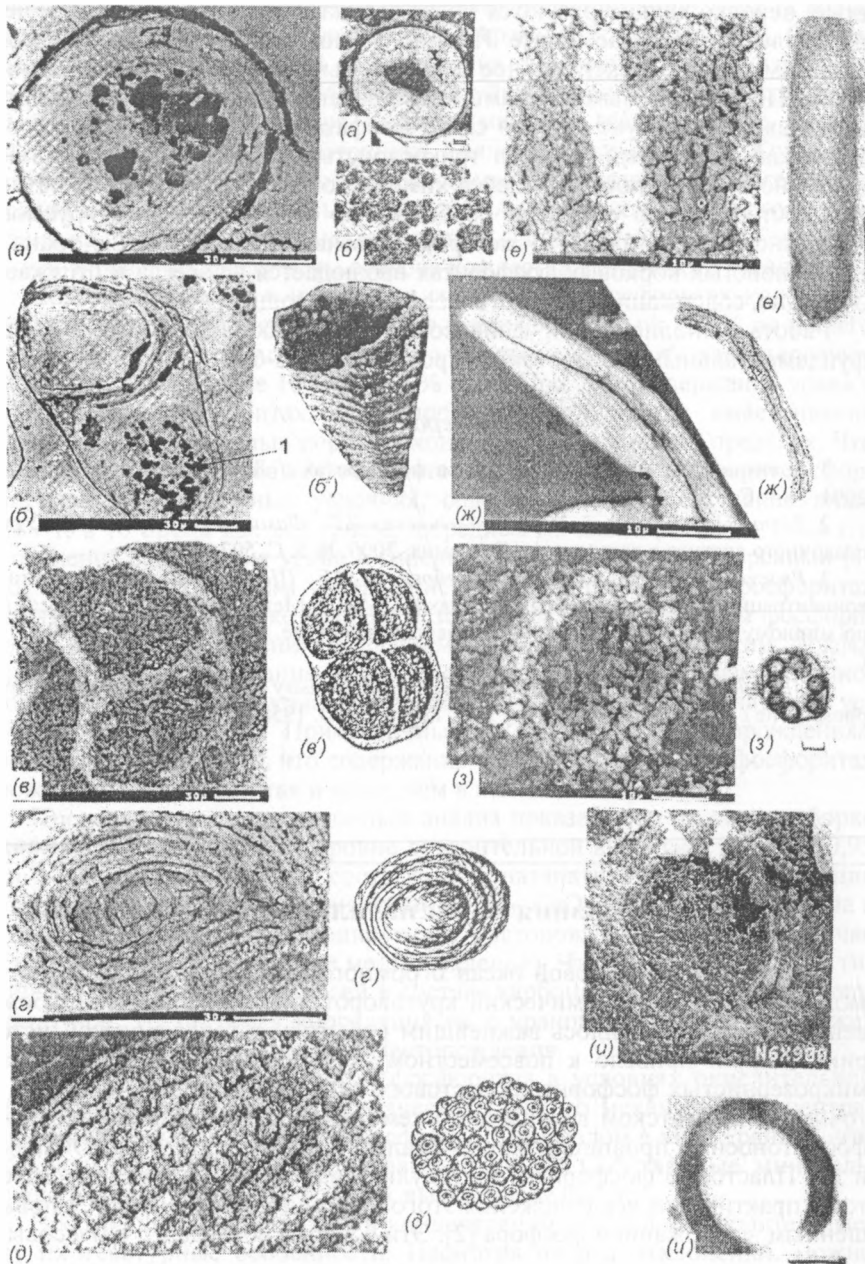


Рис. Сопоставление фосфатных пеллет и микроорганизмов, существовавших в вендско-кембрийских морях

а-и – фосфатные пеллеты различной морфологии; микроорганизмы, идентичные по строению фосфатным пеллетам: а' – *Trachyhystrichosphaera cf. magna* Allison, б' – *Tetraphycus ampilus Golovenok et Belova*, б'' – *Lapworthella cf. nigra* Cobbold ($\times 100$), в' – *Tetraphycus ampilus Golovenok et Belova*, г' – одиночный сфероид с многослойной оболочкой, д' – палмеллоидные колонии коккоидных микрофоссилий, е' – *Archaeoellipsoides grandis*, ж' – *Tomocoyathus kundatus* Roz ($\times 2,5$), з' – *Eogloeocapsa avzyanica* Sergeev, и' – пустая корка при экспериментальной фоссилизации бактерий. Шкала 0,2

появлением скелетной фауны [3], поэтому установление генетической связи биоса и фосфоритов представляет огромный научный интерес.

Пластовые фосфориты сложены округлыми микрочастицами – зёрнами и оолитами или пеллетами [4]. Изучение фосфатных пеллет осуществлялось с помощью электронного микроскопа на примере фосфоритов Малого Каратау [5]. Была выявлена полная идентичность морфологии различных по форме, но повторяющихся в разрезе пеллет и микробиально-водорослевых организмов (рисунок), описанных в отложениях этого возраста [6, 7]. Пеллеты имеют постоянный состав: они сложены гидроксидами фосфора (17 %) и кальция (38 %), лишь палочковидные пеллеты могут быть и чисто кремневыми. Некоторые из них отделены от вмещающей породы тончайшими полосками, сложенными кремнеземом. Внутри пеллет можно наблюдать колонии микрофоссилий – свободно расположенных сфероидных частиц, сложенных кремнеземом (рисунок, а, б). Тончайшая дифференциация гидроксидов кремния, кальция и фосфора в них и постоянство состава пеллет говорят о практически мгновенной посмертной фоссилизации цианобактерий, что хорошо согласуется с экспериментальными данными [8].

Кембрийские мелководные бассейны закрытого или полузакрытого типа сыграли роль седиментационных ловушек [4, 8], причем первоначально фосфор способствовал расцвету биомассы в море, а в дальнейшем активизировал механизм преципитации и принял участие в формировании микрочастиц биоседиментационного происхождения. Цианобактериальное сообщество представляло собой сложную систему взаимодействия различных бактерий, в котором фосфаты обеспечивали энергодающие и энергосберегающие процессы [9]. В аэробной стадии бактерии осуществляли накопление фосфата, а в анаэробной происходило его высвобождение путем гидролиза внутриклеточных полифосфатов с поглощением глюкозы, при этом бактерии получали энергию для переработки ранее выделенного фосфата [9]. Процесс фотосинтеза цианобактерий приводил к существенному повышению содержания кислорода в верхних слоях мата и одновременно его исчезновению и развитию сероводородного заражения в его внутренней части [8]. Создавалась придонная анаэробная обстановка, активный фотосинтез биомассы приводил к нарушению карбонатно-бикарбонатного равновесия и воз-

никновению щелочного барьера. При росте культуры значение рН в зоне фотосинтеза возрастало до 9–9,6, а ниже 1-мм зоны падало до 7 [8], однако во внутренней части цианобактерий рН не менялось. Возникновение геохимического барьера вело к осаждению илов, причем очень низкая проницаемость матов не допускала разбавления вещества [8]. Периодически осуществлялось анаэробное постмортальное разложение некротомы, концентрация фосфора на границе вода – осадок существенно возрастала. Это влекло за собой отложение фосфатных илов, преобразовавшихся впоследствии в тонкие прослойки мономинерального фосфорита, часто наблюдаемые в шлифах.

Таким образом, повсеместное образование фосфоритов пластового микрозернистого типа в вендско-кембрийскую эпоху фосфатонакопления связано с целым комплексом взаимодействующих событий. Поступление большого количества фосфора в Мировой океан привело к интенсивному развитию биоса в мелких и теплых проливах или заливообразных бассейнах. Колонии микробиально-водорослевых организмов создавали сложную единую геохимическую систему, они сопровождали процессы литификации отложений и сыграли определяющую роль в формировании биогенных текстур и микрозонально-водорослевых структур в фосфоритах.

Литература

1. *Баренбаум А.А., Литвинова Т.В.* Периодичность эпох фосфатонакопления и ее возможные космические причины // ДАН. 2002. Т. 385. № 2. С. 220–222.
2. *Яшин А.Л.* Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л.: Наука, 1983. 39 с.
3. *Розанов А.Ю.* Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // Палеонтологический журнал. 2003. № 6. С. 41–49.
4. *Холодов В.Н., Пауль Р.К.* Фации и генезис фосфоритов Каратау // Литология и полез. ископ. 1999. № 4. С. 350–367. № 5. С. 503–517.
5. *Литвинова Т.В.* Генезис микрозернистых фосфоритов // ДАН. 2005. Т. 404. № 2.
6. *Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В.* Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. М.: Наука, 1966. 125 с.
7. *Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 134 с.
8. *Герасименко Л.М., Заварзин Г.А., Розанов А.Ю., Ушатинская Г.Т.* Роль цианобактерий в образовании фосфатных минералов // Общая биология. 1999. Т. 60. № 4. С. 415–430.
9. *Мино Т.* Селекция полифосфат-аккумулирующих бактерий для усовершенствованного биологического удаления фосфата в активизированных илах при технологических процессах очистки сточных вод // Биохимия. 2000. Т. 65. Вып. 3. С. 405–413.

Процесс фосфатонакопления в юрских и меловых осадках Восточно-Европейской платформы

Для реконструкции седиментогенных обстановок и условий фосфатонакопления мезозоя Восточно-Европейской платформы были исследованы юрские и меловые фосфориты из ряда разрезов региона. В юрских отложениях были изучены фосфориты из трех ярусов: келловейского, оксфордского и волжского (или титонского и берриасского, согласно Международной стратиграфической шкале), в меловых – из берриасского, валанжинского, сеноманского и кампанского.

Анализ геологической обстановки, литологии и фаунистических сообществ изученных интервалов мезозоя Восточно-Европейской платформы показывает, что для всех них наиболее характерной была обстановка относительно мелководного седиментационного бассейна нормальной солёности с гидродинамическим режимом переменной активности. Для обширных, типично эпиконтинентальных морей преобладающие глубины не превышали обычно 50–100 м с доминирующими мелкопесчаными фациями. Органический мир был достаточно разнообразным, включал как планктонные (диатомеи, золотистые водоросли, фораминиферы, радиолярии), так и бентосные организмы (различные отряды губок, иглокожие, придонные моллюски, фораминиферы, бактериально-водорослевые маты), а также нектон (аммониты, белемниты, рыбы, рептилии). Довольно часто встречаются и фрагменты древесины. Все это присутствует в изученных фосфоритах, которые, в подавляющем большинстве представляя собой фосфатизированные органические остатки. Роль основных фосфатопродуцентов могли играть вышеперечисленные живые организмы. Отмечались вспышки биопродуктивности, в особенности, биопродуктивности планктона, с катастрофическим развитием одного или нескольких видов планктона и последующей их массовой гибелью. Бактериальное разложение накопившейся массы органического вещества создавало высокие концентрации ионов карбоната и фосфата в иловых растворах. В участках наиболее высоких концентраций, то есть максимально обогащенных органикой, наступало пересыщение иловых растворов фосфатом кальция, который выделялся в остаточной рыхлой массе биогенного осадка и достаточно быстро замещал скелетные остатки отмирающих организмов. Об этом свидетельствует сохранение тончайших деталей их первичной структуры. Первичная неоднородность осадка порождала перераспределение фосфатного вещества внутри него путем диффузии. Там, где органики было мало, происходило полное разложение рассеянного органического вещества и

⁵ Геологический институт РАН, Москва; maleo@ilran.ru

переход всего фосфата в раствор, он перемещался туда, где шло его осаждение, то есть в участки планктоногенных илов, ходы биотурбитов, локальные скопления мертвых аммонитов, двустворок, губковых зарослей и др. Все это доказывается тем, что инситные желваки, сохранившиеся от перемива, представляют собой часть осадка, относительно обогащенного различными органическими остатками по сравнению с вмещающими осадками.

Однако, присутствие продуктивных, высококонденсированных слоев из переотложенных желваков, несомненно, свидетельствует о непостоянстве гидродинамического режима бассейна, при усилении которого на дне происходили размывы слоев с инситными фосфатными желваками. При смене пассивного гидродинамического режима на активный освобождались уже литифицированные желваки, тогда как вмещающие их осадки оставались рыхлыми. Отмечаются различная степень переработки материала, окатывания и накопления желваков. Механическое перераспределение и степень сгущения в прослойки зависели от объема переработанных осадков и желваков, интенсивности перемивов, их продолжительности и от многократности смен гидродинамического режима. В зоне пляжа формировались фосфатные галечники или фосфатносные россыпи в условиях волнового воздействия на осадок. При частых сменах режима близко располагавшиеся желваки могли вновь цементоваться фосфатным веществом, образуя сростки, линзы, а местами слои – фосфатные плиты. В условиях прекращения осадконакопления могли формироваться близкие к хардграундам (твердое дно) образования.

Изменения гидродинамического режима могли вызываться различными причинами: влиянием тектонических подвижек дна, эвстатическими колебаниями уровня моря, а также периодически возникающими сильными течениями. Приуроченность известных месторождений к положительным структурам кристаллического фундамента определяет и влияние последних на развитие процессов перемива слоев инситных фосфоритов и образование конденсированных слоев. Эвстатический подъем уровня моря, вероятно, компенсировался эпейрогеническим подъемом конседиментационных поднятий, что сохраняло обстановку мелководности на значительных площадях в течение длительного времени и обеспечивало периодическую смену гидродинамического режима. Такие обстановки наиболее адекватны волновым режимам мелководных подводных плато, отмелей, банок. В соседние впадины сносились рассеянные желваки, где формировались лишь редкие локальные прослойки. При этом не исключается также наличие сильных течений, вливших на режим гидродинамической активности. Они могли периодически возникать, например, при открытии и закрытии проливов (особенно в юрско-раннемеловое время).

Вместе с тем, для каждого из стратиграфических уровней фосфатогебеза характерны и свои определенные специфические черты. Так, в юрско-раннемеловом проливообразном, с заливами и лагунами, бассейне

отлагались не только кварц-глауконитовые пески, но и углисто-глинистые битуминозные, с сидеритом, шамозитом осадки, известковые глины и песчанистые мергели. Развитие разнообразного и обильного органического мира – двустворок, аммонитов, белемнитов, губок, иглокожих, многочисленной микрофауны – фораминифер, диатомей, радиолярий свидетельствует о благоприятных для биоса условиях и достаточно высокой биопродуктивности бассейна. В то же время темный до черного цвет вмещающих осадков, обогащение их сидеритом, анкеритом, шамозитом, сульфидами железа, говорят о периодическом возникновении в бассейне восстановительных условий (иногда не только внутри осадка) на обширной территории. Об этом также свидетельствует ассоциация верхнеюрских – нижнемеловых фосфатоносных слоев в ряде разрезов с черными сланцами. При ослаблении гидродинамического режима в западинах создавались тиховодные условия, благоприятствовавшие биогеенной седиментации и раннедиагенетическому замещению остатков фауны и флоры, с образованием крупных фосфатных желваков, их сростков и плит, но препятствовавшие перемешиванию вод и аэрированию осадка. Таким образом, постепенно возникала застойная обстановка, приводившая в ряде случаев к сероводородному заражению бассейна и массовой гибели организмов. Периодическая активизация гидродинамического режима приводила к перебивам инситуальных слоев, механическому перераспределению и сгужению в прослои сформированных литифицированных желваков и аэрации бассейна.

Для позднемелового времени более типичными были несколько иные седиментационные обстановки: обширный эпиконтинентальный бассейн, хорошо аэрируемый (широкое развитие бентосных сообществ), без сероводородного заражения (светлый цвет вмещающих пород), гидродинамический режим переменной активности с более интенсивной переработкой в активные фазы. В сеноманское время, на которое приходится максимум фосфатонакопления, для рассматриваемого региона были характерны многочисленные обширные (площадью до сотен км²) консеквентные (долгоживущие) или конседиментационные динамические поднятия, приуроченные к куполовидным выступам докембрийского фундамента. Сохранялась обстановка мелководности с гидродинамическим режимом переменной активности на значительных площадях в течение длительного времени. Это благоприятствовало биотурбации, синседиментационному или раннедиагенетическому замещению остатков фауны и флоры, накапливавшихся преимущественно в ходах биотурбитов и других неровностях микрорельефа, и периодическому высвобождению уже готовых желваков из вмещающих пород, их механическому перераспределению и конденсации.

Литолого-палеогеографические предпосылки коренной алмазности среднего палеозоя юго-запада Тунгусской синеклизы (Сибирская платформа)

Находки алмазов и минералов-спутников в русловом и террасовом аллювии юга Сибирской платформы, свидетельствующие о реальных перспективах алмазности этого региона, достаточно многочисленны (бассейны рек Подкаменной Тунгуски, Ангары, Большого Пита и др.).

Установленным фактом является то, что из коренных источников в пути миграции алмазы и другие высокобарические минералы поступали в более древние эпохи, одной из которых (вероятно, самой продуктивной) является среднепалеозойская. С ней, в частности, связаны высокоалмазные кимберлитовые трубки Якутии и, как уже стало очевидным, трубки севера Восточно-Европейской платформы. Прогнозируются также перспективные Павловская и Лужская площади на территории, соответственно, Воронежской и Псковской областей [4].

Первоочередного внимания в отношении обнаружения коренных среднепалеозойских источников алмазов (это могут быть как кимберлиты, так и лампроиты) в рассматриваемом регионе заслуживает Тычанский алмазносный район, расположенный в зоне сочленения Байкитской антеклизы и Тунгусской (в среднем палеозое – Курейской) синеклизы. Здесь, в пределах Ковино-Кординской системы глубинного разлома, по результатам комплексного (регионально-геологического, биостратиграфического, минералогического, литолого-палеогеографического, геохимического и др.) изучения сохранившихся от позднепалеозойского и последующих размывов фрагментов ниже-среднекарбованового алмазносного коллектора, прогнозируется два кимберлитовых поля – Хушмуканское (Тычанское) на севере и Тарыдакское на юге, имеющих в своем составе тела с промышленным содержанием алмазов. Транзитное поступление алмазов и спутников в этот район из Якутской алмазносной провинции исключается [1, 5].

Общая протяженность Ковино-Кординской зоны составляет около 500 км при ширине до 100 км. Она прослеживается от нижнего течения р. Тычаны в юго-юго-восточном направлении до р. Ковы (левый приток р. Ангары). Фрагменты алмазносного коллектора отмечаются здесь в базальных частях доугленосного карбона практически повсеместно. Юго-восточнее Тычанского алмазносного района к зоне пересечения Ковино-Кординским глубинным разломом Чадобецкого поднятия приурочено одноименное кимберлитовое поле мезозоя. Раннемезозойские (послетрапповые) кимберлитовые трубки (235–215 млн лет) вскрыты

⁶ Ростовский государственный университет, Ростов-на-Дону

бурением в 80 км северо-западнее, в пределах Тайга-Нембинского поля, расположенного в зоне влияния Ковино-Кординского и пересекаемых им Иркинеево-Подпорожного и Сользаводского глубинных разломов.

В нижнем течении р. Тычаны (бассейн р. Подкаменной Тунгуски) известна аллювиальная россыпь протяженностью около 100 км, из которой в результате крупнообъемного опробования извлечено 102 кристалла алмаза суммарным весом 27,18 карата при среднем весе 53,3 мг. Это был период (пятидесятые годы прошлого века) поисков “алмазов по алмазам”, так как индикаторные минералы кимберлитов не были еще известны. Источником россыпи явился выходящий на дневную поверхность несколько выше по течению р. Тычаны, в устье р. Сунгтапчу, нижне-среднекарбонный промежуточный коллектор, содержащий кроме алмазов индикаторные минералы кимберлитов – пиропы и хромшпинелиды.

По типоморфизму, в том числе геохимическим особенностям пиропов, Хушмуканское (Тычанское) поле близко к Далдынскому, а Тарыдакское – к Мало-Ботуобинскому полю Якутской алмазоносной провинции [2].

Алмазоносный коллектор в Тычанском районе залегает на размытой поверхности ордовикских и кембрийских терригенно-карбонатных образований с сохранившимися от размыва фрагментами предкарбонной коры выветривания с маршаллитом и каолинитом. Продуктами последней следует также считать повсеместно встречающиеся в коллекторе так называемые “фигурные гальки” (термин красноярских геологов) кварцитовидных песчаников, исходный материал которых (кварцевые песчаники байкитской свиты нижнего ордовика) кроме химического выветривания в щелочных условиях подвергся интенсивному (“скульптурному”) воздействию ветровой эрозии. Логично предположить, что наибольшие скопления “фигурных галек” (на самом деле это псевдогалки) маркируют днища отдельных понижений в рельефе местности, существовавшим перед формированием тычанской свиты (конец раннего – начало среднего карбона). Это обстоятельство объясняет тот факт, что “фигурные гальки” обнаруживаются только в составе базального горизонта тычанской свиты – алмазоносного коллектора, и делает понятным парагенетическое сочетание с ними алмазов и индикаторных минералов, концентрировавшихся в первую очередь во впадинах дна трансгрессировавшего бассейна в результате естественного шлихования рыхлых осадков в прибрежных условиях.

Литолого-палеогеографические реконструкции [3] показывают, что осадки времени образования алмазоносного коллектора накапливались в пресноводном континентальном водоеме, не имевшем связи с открытым морем. Интенсивное разрушение сглаженных водосборов с широко развитыми корами выветривания обусловило преимущественно терригенный характер седиментации. Периодически в бассейн поступали продукты эксплозивного вулканизма.

Есть основание полагать, что хорошая окатанность индикаторных минералов обусловлена не дальностью переноса от коренных источни-

ков, а результатом интенсивной волноприбойной обработки в мелко-водном тычанском бассейне.

Показательно, что коренные источники алмазов прогнозируемых Хушмуканского (Тычанского) и Тарыдакского полей находились в зоне разрушения, в том числе химического выветривания, очень непродолжительное время (до среднего карбона), иначе бы алмазы и минералы-индикаторы прослеживались по разрезу и вышележащих образований, как минимум, до верхнепалеозойских включительно, а не ограничивались узкой стратиграфической локализацией в базальных слоях тычанской свиты и ее аналогов.

Литература

1. *Афанасьев В.П., Матухин Р.Г.* Минералогия и основные закономерности формирования ореолов индикаторных минералов кимберлитов юго-западного борта Тунгусской синеклизы / Алмазы, золото и платиноиды Красноярского края. Красноярск: КНИИГиМС, 2000. С. 14–23.

2. *Афанасьев В.П., Гриффин В.Л., Натанов Л.М. и др.* О перспективах алмазности юго-западного фланга Тунгусской синеклизы // Геология рудных месторождений., 2005. Т. 47. № 1. С. 51–69.

3. *Матухин Р.Г.* Девон и нижний карбон Сибирской платформы (состав, условия осадконакопления, минерагения). Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1991. 164 с.

4. *Михайлов М.В., Беляев Г.А., Кузьмина Т.С. и др.* Перспективы обнаружения на Русской платформе новых среднепалеозойских месторождений алмазов // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С. 158–177.

5. *Мкртычян А.К., Кавицкий М.Л., Варганов А.С. и др.* Алмазность Тычанского района и его перспективы / Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск: КНИИГиМС, 1998. С. 63–67.

Г.А. Московский⁷

Основные черты гидрохимии пермского галогенеза Прикаспия

Галогенные отложения Прикаспийской впадины содержат огромные запасы калийных и магниевых солей, рассолов с высокими содержаниями брома, бора; парагенетически с ними связаны месторождения углеводородов, серы, бора. Галогенные осадки являются легко преобразующимися компонентами осадочнопородных комплексов. Их присутствие затрудняет возможность интерпретации сейсмических разрезов, особенно в районах развития солянокупольной тектоники и верхнепермских солей. Исходя из сказанного, очевидна важность установления условий

⁷ Саратовский государственный университет, Саратов; MoskovskyGA@info.sgu.ru

их формирования, стратификации и закономерностей постседиментационных преобразований. Необходимость этого определяется также все еще бытующими подходами рассматривать условия формирования галогенных отложений центра впадины по особенностям структур минералов, текстур пород, форме тел солей, присутствию флюидов (углеводороды, сероводород и др.), характерных для солянокупольных структур, т. е. по свойствам, приобретенным ими на постседиментационных стадиях. Поэтому, для создания полной модели галогенеза, мы применили комплексный подход к изучению галогенных отложений, добавив к традиционным литологическим и геохимическим методам приемы термобарогеохимии, разработанные в применении к солям О.И. Петриченко и В.М. Ковалевичем.

Первой задачей, решенной с использованием этих методов, было обоснование закономерностей гидрохимии галогенеза. Изучение включений в седиментационных разностях галита из различных парагенезисов позволило получить информацию, подтвердившую, что основным процессом образования минералов солей являлось солнечное испарение рапы. Соотношение основных компонентов рапы бассейна на начало хлоридных стадий было близким к современной сгущенной морской воде. В то же время метаморфизация рапы на начало галитовой стадии отвечала хлоркальциевой модели, но рапа оставалась сульфатно-магниевого. В краевых частях бассейна роль хлоридно-кальциевых растворов разного генезиса, поступавших в бассейн, была столь существенной, что в тупиковых его частях соленакопление на галитовой стадии иногда шло из хлоркальциевой рапы. Изменения гидрохимии и первичных парагенезисов солей на площади бассейна, определялись удаленностью его участков от проливной зоны, расчлененностью на суббассейны, представлявшие в какой-то степени аналоги бассейнов солепромывлов. Частной задачей, которая решалась нами, было установление литолого-фациальных и физико-химических условий образования отложений заключительных стадий галогенеза, в том числе мощных скоплений бишофита. Нами было подтверждено, что образование его скоплений определялось последовательностью в погружении отдельных блоков подсолевого ложа солеродного бассейна, приведшей к перетокам сгущающейся рапы в наиболее погруженные его участки.

Второй задачей были вопросы стратификации солей. Анализ строения галогенных разрезов с использованием данных геохимического каротажа о составе реликтов седиментационной рапы включений позволил выделить в галогенных отложениях региона разнопорядковую цикличность, расшифровка строения которой позволила выделить циклы четырех порядков. Цикл первого порядка можно выделить лишь один, с тремя этапами: 1) этап перехода процесса от подготовительной стадии (сульфатно-карбонатные породы) к седиментации из сгущенной рапы (каменная соль, залежи калийных, калийно-магниевых и магниевых солей); 2) этап смещения максимума калие-магниенности галогенных

разрезов на западное, северо-западное обрамление впадины с появлением полуизолированных бассейнов в обрамлении впадины, в которых галогенез достигал эвтонической стадии с масштабной садкой карналлит-бишофитовых и бишофитовых пород; 3) этап сокращения площади бассейна (захватывающий уфимское и казанское время) с меняющимся расположением фаций – от концентрически-зонального к мозаичному). Каждому этапу соответствуют наборы элементов разреза (ритмопачек), которые соответствуют циклам второго порядка. Ритмопачки идентифицируются в прибортовых районах на расстояниях в первые сотни километров, а состав рапы включений позволяет устанавливать их и в соляных куполах. По особенностям галогенной седиментации нами выделены незавершенные, завершённые, завершённые редуцированные, сложные циклы галогенеза. С цикличностью связана, видимо, неустойчивость процесса галогенеза на переходах от одной хлоридной стадии к другой.

Третьей задачей было установление закономерностей преобразования солей на постседиментационных стадиях. На стадии диагенеза галит дорастает прозрачной зернистой или шпатовой разностью с редкими жидкими вакуолями. Невысокие температуры захвата жидкости в этих включениях фиксируются однофазовым составом включений. В то же время, первичные структуры галита сохраняются в соли при ее погружении на 2000–3000 м и более. Изменения калийно-магниевого солей определялись, более всего, особенностями их первичных парагенезисов и заключались в преобразовании сульфатов магния и калия (переход гексагидрита и эпсомита в кизерит и др.). В краевых участках бассейна диагенез в соленосной толще связан, в основном, с продуцируемыми здесь хлоркальциевыми водами, обуславливавшими образование вторичных сильвина и карналлита. Распределению парагенетических ассоциаций солей во впадине соответствуют вариации состава внутрисолевых рассолов. Катагенез, связанный только с их погружением и возрастанием температуры, заключался в перекристаллизации минералов. На стадиях галокинеза, несмотря на изменения структур галита, значительные интервалы каменной соли сохраняют первично-седиментационные структуры, что облегчает возможности стратификации разрезов соляных куполов. В то же время, соленосные толщи с содержащимися в них внутрисолевыми рассолами выводились на гипсометрические уровни надсолевых отложений, что приводило к замещению карналлита сильвином, карналлита и сильвина – шпатовым галитом, к подземному выщелачиванию солей с отложением их в надсолевых породах. В тектонически ослабленных зонах отмечается вертикальная миграция углеводородов, сероводорода. Ее следы фиксируются в составе вторичных включений в минералах солей. Активизация тектонических движений приводит к нарушению монолитности галогенных отложений, образованию зон соляных сыпучек и связанных с ними субвертикальных потоков углеводородов и растворов из подсолевых отложений, и к определенной направленности минеральных преобразований в соленосной толще.

Стадия гипергенеза характеризуется интенсивным развитием процессов растворения солей в прикровельных частях галогенных разрезов. В районах развития солянокупольных структур гипергенез выражается в развитии карстовых процессов, подземном растворении солей и выносе их в надсолевые отложения с образованием своеобразных козырьков, шипов, осложненных в форме склонов.

Выполненные исследования показали, что изучение включений в минералах солей является принципиально важным и весьма эффективным методом для установления генезиса всего комплекса галогенных отложений, их постседиментационных изменений, для расчленения разновозрастных солей, прогнозирования минерального состава продуктивных горизонтов калийных и магниевых солей. Для этих целей могут привлекаться даже анализы состава включений в шламе солей. Весьма ценную информацию о миграции флюидов и растворов представляют данные о составе включений в минералах, образовавшихся на постседиментационных стадиях.

А.Д. Савко, Д.А. Дмитриев, А.Е. Звонарев, С.А. Ширшов⁸

Структурно-фациальный и стадийный анализы при поисках неметаллических полезных ископаемых

В настоящее время поиски различных видов минерального сырья не могут быть эффективными без надежной прогностической основы. В частности, для Центрального федерального округа, территория которого покрыта мощным осадочным чехлом, поиски твердых полезных ископаемых проводятся на основе фациального, структурного и стадийного анализов. Опыт работ Воронежского университета в регионе показал, что многие виды минерального сырья (бентониты, глаукониты, силициты) тяготеют к определенным фациям. По результатам фациального анализа были открыты Никольское месторождение бентонитовых глин в Воронежской области, Михайловское месторождение кремнистых пород в Липецкой, дан прогноз на поиски других видов минерального сырья.

Формирование месторождений во многом определяется структурным контролем. Очень ярко выражено влияние положительных структур на образование залежей желваковых фосфоритов. В пределах Полпинского месторождения (Брянская область), расположенного в пределах поднятия IV порядка, в глауконит-кварцевых песках сеномана отмечается три слоя фосфоритов, разделенных вмещающими породами. В наиболее выступающей части поднятия первый (нижний) и второй фосфоритовые

⁸ Воронежский государственный университет, Воронеж; asavko@geol.vsu.ru

слои сливаются. Вероятно, степень гидродинамической активности бассейна здесь была наибольшей по сравнению с таковой на остальной территории месторождения. По направлению к отрицательным структурам слои разубоживаются, расщепляются и фациально замещаются глауконит-кварцевым песком с желваками фосфоритов [1]. Мощность фосфоритоносной толщи на поднятиях обычно вдвое меньше, чем в сопряженных впадинах. На Подбужском месторождении, расположенном северо-восточнее Полпинского, из-за сокращения мощности сеноманского яруса все три слоя фосфоритов сливаются в один.

Бентонитовые глины образуются в отрицательных структурах третьего-четвертого порядков в пределах нормально-морских бассейнов ниже иловой линии. Необходимым условием формирования таких глин является переработка полиминерального осадка в близкий к мономинеральному монтмориллонитовый, которая осуществляется в щелочных условиях при наличии высокорекреационного аморфного кремнезема биогенного происхождения.

Формирование полезных ископаемых может происходить в различных процессах на стадии диагенеза, которые отличаются в континентальных и морских обстановках. Для первых из них нередко характерен “проточный” диагенез, по Г.И. Бушинскому [2]. Изучение минерального состава аптских глин в северной части Воронежской антеклизы позволило выявить несколько их типов, в том числе каолинитовые с очень незначительной примесью монтмориллонита и гиббсита, реже – гидрослюда и смешаннослойных минералов; монтмориллонит-каолинитовые со значительной примесью неупорядоченно-смешаннослойных минералов типа гидрослюда + монтмориллонит; гидрослюдисто-каолинитовые и каолинит-гидрослюдистые. Первые два типа глин серого до темно-серого цвета, богаты углефицированными остатками растений, содержат железо в пирите и марказите. Глины третьего типа светло-серые до белых, алевритистые и запесоченные, нередко пятнистоокрашенные гидроокислами железа. Они развиты, чаще всего, в Липецкой и Орловской областях, в зоне перехода континентальных отложений в морские, особенно в опресненных лагунах, и наследуют минеральный состав пород источников сноса.

Близкие к мономинеральным огнеупорные каолиновые глины с гиббситом Латненского месторождения формировались в озерно-болотных водоемах с активным промывным режимом, осадок в которых был резко недонасыщен кислородом, а большое количество углефицированных растительных остатков обусловило возникновение кислой среды [3]. Каолинит, как наиболее устойчивый минерал в кислой среде, изменениям не подвергался, в то время как из слюд выщелачивались межслоевые катионы, и они через серию смешаннослойных минералов гидрослюда + монтмориллонит переходили в монтмориллонит, который затем разрушался с образованием каолинита, гиббсита и, возможно, небольшого количества кварца. Новообразованный каолинит отмечается в виде вер-

микулитоподобных сростков, встречающихся в шлифах. В нижних частях аллювиальной равнины аптские глины помимо каолинита содержат до 30 % смешаннослойных минералов типа гидрослюда + монтмориллонит (Криушанское месторождение), что свидетельствует также о промывном диагенезе, но не таком интенсивном, как в случае образования каолинитовых глин с гиббситом.

Процесс “дозревания” по направленности и конечному результату близок к процессу выветривания, но отличается от него растянутостью и наличием многочисленных промежуточных минералов. Степень проработки илового осадка определяет чистоту конечного продукта, и в различных месторождениях в глинах как бы зафиксированы стадии этого процесса. Если гидрослюдисто-каолинитовые глины представляют собой исходный материал, то глины, содержащие значительное количество смешаннослойных минералов и монтмориллонита, отражают промежуточную стадию процесса “дозревания”. Разложение гидрослюдов и монтмориллонита происходило одновременно с выносом железа.

Наличие доломитов в палеозойских и цеолитов в морских мезозойских отложениях Воронежской антеклизы свидетельствует о широком развитии диагенетических процессов. Доломиты чаще всего развиты по детритовым известнякам [4]. Образование цеолитов определяли физико-химические условия среды, а также первичный гранулометрический и минеральный составы осадка. Высокая реакционность среды была обусловлена наличием в ней органики и карбонатного вещества. Учитывая уменьшение содержания каолинита при увеличении количества цеолитов, а также растворение по краям кварца в цеолитсодержащих породах, можно предположить, что формирование клиноптилолита происходило в сильно щелочной среде. Эти минералы, а возможно, гидрослюда и монтмориллонит служили источниками алюмокремнеземистых гелей, необходимых для формирования клиноптилолита. Ионы щелочных металлов могли заимствоваться из морской воды, а кальций – из остатков раковин различных организмов; приуроченность цеолитов к глинисто-алевролитовым и глинисто-песчаным породам определяется возможностью пополнения запасов кремнезема и глинозема за счет гидролиза глин.

Ряд месторождений образуется в результате действия эпигенетических процессов с активным (стекольные пески) или слабым промывным (кремнистые породы) режимами. Воздействие в четвертичное время восстановительно-кислых вод на юрские и нижнемеловые пески Подмосковья привело к их облагораживанию и превращению в стекольные в результате перевода трехвалентного железа в подвижное двухвалентное и его выносу. На мел-мергельных породах под действием подземных вод образуются кремнистые породы в виде плаща, облегающего положительные формы рельефа. Вместе с тем, эпигенетические процессы могут разрушать месторождения или ухудшать качество полезных ископаемых (карстование, дедоломитизация, кольматация, цементация и т. д.). Так, промывной режим щелочно-окисных вод резко ухудшил ка-

чество глин песчано-каолиновой толщи, развитой на юго-востоке Воронежской антеклизы, из-за окрашивания их оксидами железа.

Литература

1. Савко А.Д., Беляев В.И., Мануковский С.В. Фосфориты Центрально-Черноземного района. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1994. 184 с.
2. Бушинский Г.И. О выветривании, промывном гидролизе и проточном диагенезе // Литология и полез. ископ. 1977. № 6. С. 32–43.
3. Савко А.Д. Огнеупорные глины и каолины Воронежской антеклизы / Генезис и ресурсы каолинов и огнеупорных глин. М.: Наука, 1990. С. 35–47.
4. Огороков В.А., Савко А.Д. Литология фаменских отложений Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1998. 124 с.

А.Э. Харди́ков⁹

Цеолитоносные формации Северного Кавказа

В последние десятилетия четко вырисовывается новое научное направление – учение о рудных эпохах. Оно базируется на достижениях в области изучения эволюции литосферы, особенностях ее циклического поступательного развития. Непрерывно-прерывистый поступательный характер развития стратисферы воплотился в повторяемости во времени близких по строению и литологическому составу породно-осадочных комплексов и связанных с ними полезных ископаемых.

Это в полной мере относится к природным цеолитам. Закономерности размещения цеолитовых руд можно четко определить, если использовать понятие “цеолитоносная формация”. Под формацией при этом понимается “естественный парагенетически связанный комплекс фаций (литолого-фациальных комплексов), приуроченный к определенной палеотектонической структуре и соответствующий определенной стадии геотектонического развития” [1, с. 18]. Тектонические, магматические и климатические условия, создающие палеогеографическую ситуацию и в целом влияющие на вещественный состав осадков бассейна седиментации, являются, таким образом, основными факторами образования формации и определяют ее нижнюю и верхнюю границы. Латеральное ограничение формации связано с площадью того структурно-седиментационного бассейна, в котором она образовалась. При этом бассейн седиментации может располагаться в одной или нескольких сопряженных тектонических структурах.

⁹ Ростовский государственный университет, Ростов-на-Дону

Цеолитоносные формации по литологическим признакам, характеру, продуктивности, промышленной значимости, процессам цеолитообразования и другим характеристикам разделяются на три группы: вулканогенно-осадочные, вулканогенные и осадочные [2]. Характерная особенность месторождений цеолитовых руд и вмещающих их формаций состоит в том, что цеолиты в них являются наложенными, поскольку они образуются или в результате диагенетического преобразования исходного материала, или в результате метасоматического замещения уже сформировавшихся вулканитов определенного состава под действием низкотемпературных гидротермальных растворов.

Рассмотрев этапы тектонического развития и особенности магматизма Северного Кавказа в мезозое и кайнозое, изучив вещественный состав и условия образования мезозойско-кайнозойских цеолитосодержащих комплексов, а также установив генетические типы цеолитизации, можно определить закономерности размещения здесь цеолитосодержащих пород [3]. В альпийской истории развития исследуемой территории выделяются ааленско-байосская, раннепалеоценовая, позднепалеоценовая и ранне-среднеэоценовая эпохи цеолитообразования. В течение перечисленных эпох сформировались ааленско-байосская геосинклинальная вулканогенно-терригенно-глинистая и палеоцен-нижне-среднеэоценовая субплатформенная карбонатно-терригенно-кремнистая цеолитоносные формации. В качестве основных факторов выделения формаций были определены: 1) палеоклиматические условия; 2) характер и относительное положение бассейна седиментации; 3) преобладающий вещественный и фациальный состав отложений; 4) преимущественное распространение тех или иных минеральных ассоциаций и 5) характер и особенности магматизма.

Ааленско-байосская цеолитоносная вулканогенно-терригенно-глинистая формация сформировалась в западной и центральной частях геосинклинальной области Большого Кавказа. Она ограничена в кровле и подошве размывами и стратиграфическими перерывами, сложена морскими (шельфовыми) терригенно-глинистыми породами, общая мощность которых составляет 1000–3500 м. Характерной особенностью формации является присутствие многочисленных стратифицированных тел цеолитосодержащих вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород среднего и основного состава. Формация содержит вулканогенно-осадочные морденитовые и морденитово-клиноптилолитовые бедные цеолитовые руды.

Палеоцен-нижне-среднеэоценовая цеолитоносная карбонатно-терригенно-кремнистая формация охватывает осадочные комплексы датского, уннамедского и танетского ярусов палеоцена, а также ипрского и лютетского ярусов эоцена, общая мощность которых составляет 1400–1700 м. Она сформировалась в зоне сочленения Скифской плиты и геосинклинальной области Большого Кавказа. Особенностью формации является широкое распространение осадочных средних и бедных клиноптилоли-

товых руд, для которых характерна устойчивая минеральная ассоциация, представленная цеолитами (клиноптилолитом, реже стильбитом и гейландитом), опал-кристобалитом, монтмориллонитом, гидрослюда, глауконитом, кальцитом, иногда полевыми шпатами и обломками вулканического стекла.

Литература

1. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 156 с.
2. Фанерозойские осадочные палеобассейны России: проблемы эволюции и минерагении неметаллов. Дистанов У.Г., Аксенов Е.М., Ведерников Н.Н. и др. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2000. 400 с.
3. Хардигов А.Э. Цеолиты Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. ун-та, 2005. 224 с.

В.Н. Холодов¹⁰

О происхождении сеноманских желваковых фосфоритов Днепровско-Донецкой впадины (палеогеографический аспект)

1. Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ), в которой локализуются сеноманские желваковые фосфориты, представляет собой синклиналичную структуру, заключенную между Украинским щитом (УЩ) и Воронежским поднятием (ВП) Восточно-Европейской платформы; в сеномане это был полуизолированный участок моря, в который со щита поступал ильменит-апатитовый материал и фосфатные растворы, а со стороны ВП – карбонатные растворы и взвеси.

2. Носителями титана, железа и фосфора на УЩ являются Коростеньский, Ново-Миргородский плутоны и приазовские щелочные интрузии; в них заключена масса Ni, Fe и P₂O₅.

3. В сеномане на суше, прилегающей к обособленной ДДВ, господствовал гумидный субтропический климат и формировались коры выветривания.

4. С юрско-нижнемеловой корой выветривания Коростеньского и Приазовского массивов связаны апатит-ильменитовые и апатит-редкометалльные россыпи; в сеноманское время из них выносилось много растворенного P₂O₅ и мобилизовался терригенный апатит, о чем свидетельствует строение Ирпинской группы россыпей.

¹⁰ Геологический институт РАН, Москва; gin@ginras.ru

5. Периодическая мобилизация продуктов выветривания на УЩ создавала в смежных мезозойско-кайнозойских морях правильную цикличность, причем первая часть циклов всегда представлена переотложенным элювием с бокситами и каолинитом, а также железными рудами и фосфоритами.

6. Глобальные закономерности фосфоритообразования однозначно свидетельствуют о том, что главным источником фосфора в древних полуизолированных водоемах в большинстве случаев являлся не Мировой океан, а близлежащая суша, в которой большую роль играли ультраосновные и щелочные интрузии.

В.К. Хрусталеv¹¹

Неметаллические осадочные полезные ископаемые Селенга-Хаимского перикратонного прогиба (Западное Забайкалье)

Селенга-Хаимский перикратонный прогиб, выделенный нами в междуречье Селенги и Хаима, прослеживается в северо-восточном направлении на 150 км при ширине от 5 до 10 км. На севере он резко ограничивается трансструктурным широтным Туркино-Витимским глубинным разломом. Морфология прогиба имеет тектоническую природу, т. к. граничные глубинные разломы четко дешифрируются на космофотоснимках, а восточная его граница подтверждается данными гравиметровой съемки м-ба 1:200000. Прогиб представляет собой узкий трог с резко асимметричным поперечным профилем, выполненный протерозойскими осадочно-метаморфическими породами итанцинской (черносланцевой) и бурлинской (карбонатной) свит. Располагается трог на активной континентальной окраине Сибирского кратона. В поперечном профиле трога в междуречье Малой, Большой Билюты и Черемшанки устанавливается по латерали следующий индикационный ряд осадочных формаций: в тыльных частях трога развита аспидная формация, представленная преимущественно черносланцевым литокомплексом; в срединной части – флиш, соответствующий условиям шельфовой зоны с мелководными лагунными заливами; во фронтальных частях (наиболее удаленных от кратона) в глубоководном желобе сформировались отложения нижней (морской) молассы. Эта триада является возможным индикатором палеосубдукции.

На основе анализа индикационных рядов литокомплексов по продольной оси прогиба в отложениях преимущественно карбонатной бур-

¹¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

линской свиты устанавливается закономерное преобладание глубоко-водных осадков на юго-западном и северо-восточном флангах, где преобладают отложения нижней морской молассы, и развитие ритмично переслаивающихся песчаников, сланцев и доломитов в центральной части прогиба в междуречье рек Малой, Большой Билюты и Черемшанки, представляющих собой типичный макрофлиш. Мощность прослоев – первые метры – десятки метров. Здесь устанавливается максимум фосфатобразования и установлены все интересные проявления фосфора. Литофациальные соотношения типов пород по разрезам итанинской свиты также подчеркивают эту закономерность. Кроме этого, выявляются специфические особенности северо-восточного фланга прогиба, где в основании разрезов фиксируется значительный процент вулканогенного материала (до 46 % в бассейне р. Бурли), среди которых преобладают высокохромовые базальты, характерные для палеосрединговых зон.

В междуречье Малой Билюты – Черемшанки оконтурена Черемшанская рудная площадь с уникальным сочетанием минерализации экзогенного и эндогенного профиля. Экзогенная минерализация рудной площади проявлена в промышленных масштабах и представлена разнообразными типами полезных ископаемых: кварциты, известняки, доломиты, фосфориты, графит, марганцевые руды, маршаллиты, минеральные пигменты, золотоносные коры выветривания, россыпи золота.

Разведанные балансовые запасы кварцитовидных песчаников Черемшанского месторождения составляют в сумме 46,3 млн т. Они характеризуются выдержанным химическим составом с высоким содержанием кремнезема – более 99,0 % и низкими содержаниями вредных примесей – железа, алюминия и кальция (в сумме 0,7–1,0 %). По вещественному составу, минералого-текстурным особенностям и физическим параметрам кварцитовидные песчаники относятся практически к единому технологическому типу, удовлетворяющему требованиям промышленности для производства технического кремния, карбида кремния и ферросилиция.

Доломиты и доломитизированные известняки в пределах Черемшанской площади пользуются доминирующим развитием, слагая мощную (более 1 км) толщу. В составе толщи выделяются выдержанные горизонты (мощность более 200 м) химически чистых доломитов, пригодных для использования в стекольной промышленности. Разведано Мало-Билютинское месторождение доломитов с запасами 2,7 млн т. Доломиты характеризуются следующим средним химическим составом (содержание оксидов, %): магний – 21,63; кальций – 30,86; железо – 0,16; кремний – 0,26; алюминий – 0,10; сера и фосфор – до 0,10; потери при прокаливании – 46,44 %. Доломиты соответствуют марке ДК-18-0,25 по ГОСТ 23672-79.

Фосфатосодержащие карбонатные породы с содержанием оксида фосфора до 10–15 % образуют среди доломитов и доломитизированных известняков выдержанные горизонты (пласты) мощностью до 6–10 м и про-

тяженностью до 1,5 км. Прогнозные ресурсы фосфатосодержащих карбонатных пород оцениваются в сотни тысяч – первые миллионы тонн.

Маршаллиты развиваются селективно по пластам кварцитов и дайкам гранит-порфиров и кварцевых порфиров. К настоящему времени получило поисковую оценку Бутунское месторождение. Здесь среди доломитов бурлинской свиты оконтурено кососекущее линзовидно-пластовое крутопадающее тело метасоматических микрокварцитов протяженностью до 1200 м при ширине до 160 м. По нему развивается кора выветривания, и в результате породы субстрата превращены в маршаллиты (рыхлая или слабо уплотненная порода, состоящая из неокатанных частиц кварца, преимущественно алевритовой размерности с примесью каолина). Содержание SiO_2 в них составляет 98,53–99,53 %. По ГОСТу они соответствуют марке ПБ-150-1. Прогнозные ресурсы маршаллитов подсчитаны по одной из линз (80×240 м) на глубину 3,5 м и составляют около 2 млн т.

Минеральные пигменты и каолиновые глины образуют самостоятельные промышленные тела в контурах эксплуатируемого карьера и могут попутно извлекаться при вскрышных работах. По вещественному составу природные пигменты относятся к глинисто-железооксидным и карбонатным охрам с богатой гаммой цветов – от светло-желтого и желтовато-коричневого до темно-коричневого, оранжевого, красного и других тонов. Предварительные лабораторные испытания качества пигментного сырья показали возможность получения на его основе неорганических пигментов по “сухой” технологии. Произведенные на основе пигментов воднодисперсионные, масляные краски и эмали соответствуют требованиям соответствующих ГОСТов. Прогнозные ресурсы пигментного сырья в контуре эксплуатируемого карьера оцениваются в десятки – первые сотни тысяч тонн.

Каолининовые тела, развитые на Черемшанской площади, связаны с процессами гидротермально-метасоматического изменения и линейными корами выветривания даек интрузивных кислых пород. Мощность каолининовых тел в пределах вскрытой карьером части Черемшанского месторождения варьирует в пределах 3–5 м, протяженность по простиранию – первые сотни метров. Прогнозные ресурсы каолинового сырья оцениваются первыми сотнями тысяч тонн.

База данных и атлас “Соленосные формации Украины”

Завершены разработка базы данных и составление макета атласа “Соленосные формации Украины”. На территории Украины существует четыре крупных соленосных региона: Днепровско-Донецкая впадина (включая Северно-западный Донбасс), Предкарпатский прогиб, Закарпатская депрессия и Преддобруджский прогиб, в которых находятся семь соленосных формаций разного возраста и породного состава. Актуальность работы определяется необходимостью создания информационно-аналитической базы для дальнейшего изучения соленосных формаций и широкого ряда связанных с ними полезных ископаемых, учитывая также возможность использования соленосных толщ для подземного строительства. База данных включает: каталог опорных разрезов, карто-схемы их размещения (по отдельным регионам) и карточки опорных разрезов. Карточки опорных разрезов кроме общих данных пространственной привязки в геоинформационной системе содержат характеристики структур, текстур, вещественного состава, физико-механических и других свойств отдельных слоев (литотипов). Для электронной версии большая часть этих характеристик дается по классификаторам. Классификатор соляных пород составлен на основе треугольных диаграмм соляных пород различного состава. Атлас содержит материалы, карто-схемы и карты трех видов: обзорные (преимущественно мелко-масштабные), базовые (мелко- и среднемасштабные) и специализированные – от мелкомасштабных до средне- и крупномасштабных, в том числе врезок. Картографические материалы атласа построены по двум принципам: традиционному и компьютерному. В целом предлагается серия карт с исходными материалами базы данных и подготовительными материалами (профилями и др.), что представляют разномасштабные многомерные модели соленосных формаций и их отдельных литостратиграфических единиц или структурных элементов. Эти модели содержат информацию двух направлений: структурного и литологического. В основу методологии разработки компьютерных цифровых моделей положен авторский принцип построения комплексных структурно-литологических моделей формационных литологических тел на базе системного подхода. Эти модели несут две функции: информационную и прогнозную. Пояснительная записка включает тексты, комментирующие содержание приведенных картографических материалов. Выполненная разработка представляет основу для создания электронного атласа, главной идеей которого является создание информационно-эксперт-

¹² Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина; Khrushchov@hotmail.com

¹³ Национальная акционерная компания “Нафтогаз Украины”, Киев, Украина; lobasov_al@rambler.ru

ной системы на базе постоянно действующей цифровой модели соленосных формаций; эта модель имеет двойное значение: познавательно-информационное и аналитически-прогнозное. Аналитически-прогнозная функция ориентирована на направление и обеспечение эффективности прогнозных, поисковых, геологоразведочных и эксплуатационных работ на полезные ископаемые, связанные с соленосными формациями генетически (каменная, калийные и магниевые соли) и парагенетически (залежи углеводородов, наложенная рудная минерализация и др.), а также для использования соленосных толщ в целях подземного строительства.

Секция 7.

Цикличность процессов осадко-, породо- и рудообразования и их эволюция в геологической истории Земли

В.П. Алексеев¹

Некоторые седиментологические аспекты циклогенеза

Как правило, циклы (циклиты, литоциклы), как комплексы закономерно сменяющих друг друга слоев, в мощных осадочных толщах выделяются в вертикальных пересечениях (скважинах). Однако, полное представление о цикличности может быть получено только при прослеживании литоциклов (ЛЦ) от скважины к скважине, от разреза к разрезу, то есть при корреляции, что дает основание для окончательной установки их границ и определения рангов [1].

На рисунке в предельно схематизированном виде показаны основные типы (уровни) седиментогенеза, выделенные С.И. Романовским [5 и др.]. Каждый из них соответствует своему уровню организации геологических тел и в понятиях системного анализа обладает *эмерджентным* свойством. Для циклоседиментогенеза – это *направленность* смены слоев пород, позволяющая установить их устойчивые комплексы. Тем самым, ключевым для выделения этих комплексов – литоциклов (циклигов) – является взаимоотношение слагающих их слоев.

При выделении и особенно – оценке взаимоотношений слоевых единиц необходимо учитывать и постоянно иметь в виду три важнейших, на наш взгляд, седиментологических фактора, взаимодействие которых во многом и определяет характер и порядок выделения элементарных (основных) литоциклов. Эти факторы, изображенные на рисунке в схематическом виде, сводятся к следующему.

Фактор С определяет диахронность (возрастное скольжение) границ слоев, в соответствии с законом Головкинского. Этот фактор проявляется при миграционном режиме формирования осадочных толщ и в принципе “пронизывает” все уровни организации – от косой слоистости в гранулометрически однородных слоях до крупных клиноформных ком-

¹ Уральский государственный горный университет, Екатеринбург; igg.lggi@usmga.ru

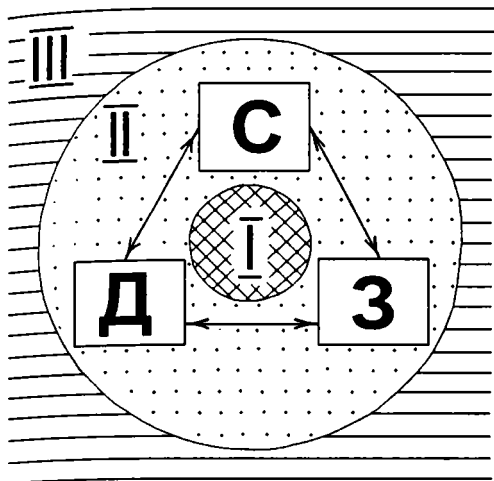


Рис. Взаимоотношение уровней организации слоевых единиц и факторов, контролирующих цикличность низких рангов

Структурная ориентация (уровни) седиментогенеза: I – гранулоседиментогенез, II – стратоседиментогенез, III – циклоседиментогенез; факторы, контролирующие цикличность: С – скольжение слоев, Д – межслоевые перерывы (диастемы), З – зубчатость границ (описание в тексте)

плексов. Не видя необходимости пояснять данный непреложный седиментологический закон, солидаризуемся с высказыванием С.И. Романовского: “...не диахронность, а изохронность границ свит (и слоев – В.А.) с миграционным типом слоистости является исключением, да и то чисто практически, пока нет методов, которые были бы в состоянии поймать градиент скольжения” [6].

Наличие фактора Д (пока еще слабо учитывающегося в литологических работах) определяется тем неявным фактом, что время, за которое накапливались наблюдаемые, *закрепленные* в разрезе отложения, составляет весьма малую величину от времени соответствующих геологических периодов. Превалирующая длительность не зафиксирована в разрезе и большей частью относится к скрытым перерывам – *диастемам* Дж. Баррелла (Barrell, 1917). В принципе, данный факт следует из закона Головкинского и полностью с ним согласуется. Сами перерывы хорошо наблюдаются в конкретных образцах и на сейсмических профилях, но с трудом распознаются в геологических разрезах, отстраиваемых по дискретным точкам (скважинам). Перечисленное существенно затрудняет стратификацию терригенных толщ, поскольку конденсированное в диастемах время – фантом, не имеющий временных “этикеток”. Перерывы в осадконакоплении имеют свою уровневую организацию, что системно разобрано И.А. Вылцаном [3], выделившим несколько порядков скрытых перерывов: первый (диастемальный внутрислоевой и диастемальный межслоевой), второй (“ритмитовый”) и третий (“циклитовый”). К ним следует добавить и “стратиграфический” порядок, далеко не всегда визуально распознающийся даже при изучении сплошных разрезов терригенных толщ.

Совместная реализация двух указанных факторов (смещение границ слоев по латерали в сочетании с внутри- и особенно межслоевыми перерывами) неизбежно *должна* привести к геометрической “неправильности” границ между слоевыми единицами. Это и выражено в их *зубчатости* (фактор 3) “...в виде тонких прослоек, перемежающихся с породой смежного слоя” (Головкинский, 1868). Данное явление детально описано в работах [2, 4]; в терригенных толщах при их изучении по керну скважин оно находит широкое выражение в контактах слоев “через переслаивание”. Учет этого трудно распознаваемого фактора особенно важен для изучения пластовых тел, сложенных нацело или частично песчаными породами различной проницаемости (коллекторов в нефтегазоносных толщах). Естественно, что зубчатость контактов между соседними слоями предельно затрудняет межскважинную корреляцию коллекторов. Надежность последней существенно повышается при увязке (корреляции) комплексов пород или литоциклов (“мыслить циклами”, по Ю.А. Жемчужникову).

Таким образом, только полный учет перечисленных *взаимосвязанных* (см. рисунок) факторов дает возможность как выделять, так и проследить комплексы пород (литоциклы) в сложнопостроенных терригенных толщах. Это трудно реализовать при “механическом циклировании” (по выражению Ю.А. Жемчужникова), что производится при анализе чередования только гранулометрических типов пород. Единственно надежной базой геологических построений является выделение и прослеживание (корреляция) литоциклов разных порядков, установленных на основании анализа *направленности* смены литологических типов пород, сформировавшихся в определенных обстановках (*фаций*). В числе прочих преимуществ это дает возможность устанавливать характер и “скорость” скопления терригенных коллекторов по разрезу; оценивать наличие и выдержанность перемычек тонкозернистого состава (зубцов) внутри сложнопостроенных коллекторов. Положение последних наиболее вероятно приурочено к инверсии состава элементарных литоциклов, а также к участкам трансляции коллекторов в соседние литоциклы одного порядка.

Литература

1. Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Уральск. ун-та, 1991. 336 с.
2. Вылцан И.А. Осадочные формации Горного Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 1974. 188 с.
3. Вылцан И.А. Фации и формации осадочных пород. Томск: Изд-во ТГУ, 2002. 484 с.
4. Романовский С.И. Николай Алексеевич Головкинский (1834–1897). Л.: Наука, 1979. 192 с.
5. Романовский С.И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра, 1985. 263 с.
6. Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.

Полный осадочный цикл верхнеапшеронского подъяруса западного борта Южно-Каспийской впадины

Результаты полевых работ на обнажении (разрез Шихово, расположенный на западном борту Южно-Каспийской впадины), показали многократную цикличность в осадконакоплении, как в вертикальном разрезе, так и по латерали. Отмечается несколько полных осадочных серий (секвенций), развитых от системных трактов низкого стояния уровня моря до трансгрессивных системных трактов, системных трактов высокого стояния уровня моря и снова к осадконакоплению в условиях низкого стояния уровня моря. В целом условия седиментации интерпретируются как прибрежно-мелководные-шельфовые. На фоне данных циклов отмечаются осадочные серии более высокого порядка также сопровождающиеся поверхностями низкого стояния уровня моря и поверхностями затопления. Как показывают полевые наблюдения, данные секвенции характеризуются крутым, более 12° , падением прослоев, что, по-видимому, свидетельствует о существовании довольно крутого склона во время осадконакопления. Микрофауна представлена огромным количеством остракод, что свидетельствует об их расцвете.

Ниже приводятся литофациальные характеристики и условия седиментации одного полного осадочного цикла.

Пачка I(a) подразделяется на 10 прослоев, общая мощность пачки 3,82 м. Литологически пачка представлена чередованием глинистого песка, песчаника, песчанистого алеврита, глинистого песка, песчанистого известняка, песчанистой глины. Пачка I(a) является системным трактом высокого стояния уровня моря.

Пачка I(b) подразделяется на 8 прослоев, общая мощность пачки 2,98 м. Литологически пачка представлена чередованием песчанистого алеврита, песчанистого известняка-ракушняка, песчаника с ракушкой и песчанистой глины. Пачка I(b) является системным трактом высокого стояния уровня моря.

Пачка I(c) подразделяется на 25 прослоев общей мощностью 1,78 м. Литологически пачка представлена в основном чередованием песчанистого алеврита и песчаника с единичными прослоями песчанистого известняка. Пачка I(c) является трансгрессивным системным трактом. Углы падения прослоев варьируют в пределах от 9° , 10° до 11° .

Пачка II, мощностью 80 см, массивная, однородная. Литологически пачка представлена известняками-ракушняками. Мощность пачки увеличивается по простиранию от 22 до 85 см. Пачка II залегает с угловым

² Институт геологии НАН Азербайджана

несогласием (10°), на пачке I. Пачка II является системным трактом низкого стояния уровня моря.

Пачка III подразделяется на 5 прослоев, общая мощность пачки 31 см. Литологически пачка представлена песчанистым алевритом с прослоем песчанистой глины и песчаника с ракушкой. Мощность пачки увеличивается по простирацию от 10 до 54 см. Пачка III залегает с угловым несогласием (11°), на пачке II. Пачка III рассматривается нами как этап незначительного кратковременного подъема уровня моря на фоне общего его падения.

Пачка IV однородная, представлена известняком-ракушняком. Мощность 90 см. Мощность пачки по простирацию увеличивается от 30 см до 1 м. Пачка IV залегает с угловым несогласием (15°) на пачке III. Пачка IV является системным трактом низкого стояния уровня моря.

Пачка V представлена песчанистой глиной. Мощность 10 см. Пачка V залегает несогласно на пачке IV. Пачка V рассматривается как системный тракт высокого стояния уровня моря.

Пачка VI подразделяется на 6 прослоев общей мощностью 1,49 м. Литологически пачка представлена чередованием, песчанистого известняка-ракушняка, песчанистого алеврита и песчаника с ракушкой. Мощность пачки по простирацию уменьшается от 1,70 м до 95 см. Углы падения варьируют в пределах от 14° , 15° до 16° . Пачка VI является трансгрессивным системным трактом.

Пачка VII подразделяется на 12 прослоев, общая мощность – 1,57 м. Литологически пачка представлена чередованием песчанистой глины, песчаника, глинистого песчаника, песчанистого алеврита, в меньшей степени – песчанистого известняка-ракушняка, песчаника с ракушкой, известняка-ракушняка. Мощность по простирацию увеличивается от 1,03 м до 3,40 м. Углы падения прослоев значительно выполаживаются, достигая $4-6^\circ$. Пачка VI является системным трактом высокого стояния уровня моря.

Нами проведены также фаунистические определения, показывающие незначительное присутствие моллюсковой фауны, представленной в основном кардидами и дрейссенами, которых особенно много в известняках-ракушняках. Изменения палеогеографических условий воздействовало на смену комплексов остракод, которые представлены родами *Loxiconcha*, *Leptocythere*, *Cyprideis*, *Cythereis*, *Xestoleberis*, *Candona*, *Caspio-cypris*, *Mediocytherideis*, *Caspiella* и т. д. Задачей предполагаемых нами будущих исследований является детальный вещественный анализ фаунистических остатков с целью реконструкции климатических событий в позднем эоплейстоцене, а также выявления роли климатического фактора в высокочастотных колебаниях уровня Каспийского моря, приводящих к формированию секвенций и других хроностратиграфических комплексов высокого порядка, подобно представленным в данном докладе.

Магнитные свойства и цикличность мезозойских отложений северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба

Изучение магнитных свойств (естественной остаточной намагниченности – ЕОН и магнитной восприимчивости – χ) мезозойских морских отложений проводилось по керну трех картировочных скважин (№ 1 – с. Татарские Шатрашаны (551 штуф), глуб. – 374,7 м, № 2 – с. Татарская Бездна (218 штуфов), глуб. – 335 м, № 4 – с. Красный Ключ (127 штуфов), глуб. – 242 м) и шести обнажениям (мощностью от 1,0 м до 12,0 м). Детальность отбора штуфов из керна скв. 1 и из обнажений составляла 0,2–0,5 м, а в скв. 2 и 4 – около 1,0 м. Направление оси скважин вертикальное, залегание пород практически горизонтальное. В отличие от ЕОН, величина которой определяется не только видом, количеством и состоянием отвечающих за нее железистых минералов, но и соотношением в горной породе первичной и вторичной ее компонент, χ является скалярной величиной и зависит только от минерального состава породы, чутко реагируя на малейшие временные и пространственные изменения условий и режима осадконакопления в бассейне седиментации.

Для изучения состава ферромагнитной фракции, ответственной за магнитные свойства данных образований, использовался комплекс методов, включающий массовый ДТМА (дифференциальный термомагнитный анализ) по всем разрезам скважин, выборочно рентгенографический анализ (11 проб), изучение сепарата магнитных фракций под бинокляром (34 пробы) и рудным микроскопом DMR (Leica), а также с помощью электронного сканирующего микроскопа с микроанализатором XL-30 (Phillips). Использовались результаты иммерсионных (22 пробы) и минералогических (22 пробы) анализов, полученные в лабораториях ЦНИИ Геолнеруд (г. Казань) [1, 2]. По результатам иммерсионного анализа установлено присутствие знаков гидроокислов железа, магнетита, а для некоторых интервалов (бат, верхи волжского яруса, готерив – баррем) – знаков мартита. Отмечено массовое развитие пирита и марказита. Минералогический анализ в дополнение к вышеперечисленным железистым минералам устанавливает еще присутствие знаков ильменита.

Наибольшими величинами магнитных свойств характеризуются отложения батского, келловейского ярусов юры и барремского яруса нижнего мела. Наименьшими – отложения, соответствующие верхним отделам меловой и юрской систем. Наблюдаемая дифференциация магнитных свойств выдержана на изученной территории и позволяет достаточ-

³ Казанский государственный университет, Казань; vgisotov@yandex.ru

⁴ ЦНИИ Геолнеруд, Казань

но уверенно проводить расчленение и корреляцию мезозойских образований в пределах, по крайней мере, территории Татарстана.

Анализ кривых изменения магнитной восприимчивости по исследованным разрезам, особенно по детально опробованной скважине № 1, показал, что характер этого изменения имеет вид вариаций. Наиболее ярко эти вариации проявляются в бат-келловейском и баррем-аптском интервалах разреза. Достоверность их выделения подтверждается уверенной корреляцией выделенных отклонений значений χ по всем разрезам скважин, удаленность которых друг от друга составляет между скв. 1 и скв. 2 – 17 км, а между скв. 2 и скв. 4 – 38 км. Для выделения периодов колебаний данного параметра был проведен анализ соответствующей кривой по методу Фурье и получен вейвлет спектр [4]. Наиболее уверенно выделены две гармоники: первая – периодом 200 метров разреза, а вторая – 10 метров. За временной эталон разреза был взят интервал, соответствующий хроно М0 – 500 тыс. лет [5], выделенному на границе барремского и аптского ярусов – на участке, где непрерывность осадконакопления подтверждена геологическими данными. При пересчете первая гармоника получила значение 25 млн лет, а вторая – 500 тыс. лет, что соответствует в первом случае, с учетом погрешности определения, приблизительно циклопериоду (33,0–48,0 млн лет), а во втором – второму планетарному ритму (мезоритму) (0,306–0,42 млн лет) [3]. По данным дифференциального термомагнитного анализа отмечается также сплошная “зараженность” разрезов пиритом. При этом установлено, что в породах с визуально наблюдаемыми стяжениями этого минерала по кривым ДТМА отмечается присутствие меньших количеств пирита, чем в породах без пиритовых стяжений, а магнитная восприимчивость в первом случае значительно повышена. Процессу собирательной перекристаллизации, по-видимому, не способствовала геохимическая обстановка. Можно предположить, что перекристаллизация материала проходит через диссоциацию первичного пирита, высвобождение и окисление части пиритного железа, которое на стадии раннего седиментогенеза дает дополнительную порцию окислов железа. Этому процессу могла способствовать жизнедеятельность илоедов, значительно повышающая аэрацию осадков: именно в данных случаях наблюдается обилие ходов илоедов. Кроме этого, в глинах, особенно безизвестковистых, по кривым ДТМА устанавливается наличие диффузно рассеянных карбонатов изоморфного ряда сидерит – магнезит. На некоторых кривых ДТМА выделяется гематит субоднородной размерности, не дающий значительных пиков в точках Кюри. В ряде образцов, в основном из нижней части разреза, установлено наличие магнетита, иногда в ассоциации с маггемитом. В целом надо отметить, что кривые ДТМА не позволяют в большинстве случаев показать наличие в породах аллотигенного и аутигенного магнетита, так как их проявление затушевывается процессами диссоциации сульфидов и карбонатов.

Для исключения этой неоднозначности нами были использованы немагнитные методы исследования отсепарированной железистой фрак-

ции (шлихов) из отобранных равномерно по всему разрезу образцов горных пород. Всего было изучено 34 уровня. В первую очередь полученные шлихи изучались под биноклем, определялись размер и степень окатанности зерен, количественное содержание железистой фракции в процентах для каждого штуфа, из которого готовился препарат. Статистическая обработка полученных результатов сводилась к вычислению относительной нормированной величины σ . Затем для части образцов проводился рентгеноструктурный анализ и электронная микроскопия. Второй этап исследования включал изготовление аншлифов с последующим изучением их под рудным микроскопом. Для изготовления аншлифов применялась нестандартная методика: железистая фракция каждого образца помещалась в пластмассовый цилиндрический контейнер, открытый с обоих концов и поставленный вертикально. Нижняя часть контейнера закрывалась бумагой, а верхняя – заливалась жидкой пластмассой. После затвердевания пластмассы и полировки нижней поверхности контейнера образец был готов для исследования.

Исследованию шлихов железистой фракции под биноклем показало существенную дифференциацию напластований мезозоя по количеству содержащегося (%) и размерности (мм) этой фракции. Наименее магнитные интервалы характеризуются содержанием шлиха от 0,016 % (альб – коньяк, кимеридж) до 0,04 % (волжский ярус – готерив), 0,057 % (апт), более магнитные – от 0,12 % (баррем) до 0,41 % (бат), 8,46 % (келловей). Наиболее магнитными являются верхи келловейского яруса с массовым присутствием здесь железистых оолитовых стяжений, содержание которых в шлихе составляет 33,0 % от общей массы штуфа. Средняя размерность зерен в шлихах изменяется в соответствии с характером изменения магнитных свойств по исследованному разрезу. Так, для верхнемеловых отложений она изменяется от 0,003 мм до 0,014 мм, а для нижнемеловых – в следующих интервалах: 0,014 мм – 0,028 мм (альб), 0,028 мм – 0,042 мм (апт), 0,028 мм – 0,098 мм (баррем), 0,028 мм – 0,042 мм (готерив). Та же зависимость наблюдается и в юрских образованиях. Интервалы изменения размеров фракции здесь от 0,014 мм до 0,07 мм для бата и большей части келловей, от 0,07 мм до 0,35 мм для самой верхней части келловей, от 0,003 мм до 0,014 мм в кимеридже и низах волжского яруса, и от 0,007 мм до 0,07 мм – в верхней, песчанистой части последнего. Практически во всех исследованных шлихах, за исключением верхов апта и альба, а также большей части кимериджского и волжского ярусов, отмечено присутствие хорошо окатанных зерен. Детальное исследование оолитовой фракции из верхнекелловейских отложений под рудным микроскопом и рентгеноструктурный анализ выявили, что центральная часть оолитов сложена неокатанными зернами магнетита, а оболочка – чешуйчатыми образованиями гетита. Впервые наличие оолитовых образований в келловейских образованиях данной территории было установлено А.Г. Низамутдиновым.

Рентгенографический анализ и рудная микроскопия установили практически для всех исследованных образцов присутствие следующих железистых минералов: магнетит, гематит, гидроокислы железа, ильменит, часто наблюдается также маггемит. Из сульфидных минералов широко развит пирит, изредка пирротин. Отмечено эпизодическое присутствие титаномагнетита. Небольшая часть образцов из верхнекелловейских отложений (“оолитовый горизонт”) была исследована с помощью электронного микроскопа. В составе железистой фракции были установлены: хромит (окатанный, с размером зерна 50 μm), сидерит в форме куба размером 50 μm , листоватые глинистые минералы с гидроокислами железа размером 70 μm по длинной оси, кристаллы пирита.

Выполненный комплекс исследований позволяет предположить, что магнитные свойства мезозойских отложений обусловлены присутствием в них главным образом обломочной фракции. Вклад аутигенных железистых минералов не существен. Изменение магнитных свойств по разрезу обусловлено, скорее всего, не составом магнитных минералов, а их количеством в тех или иных интервалах разреза. Поступление железистого материала в составе обломочной фракции определялось тектонической историей района. Наиболее интенсивный характер тектонической деятельности проявился, по нашим данным, в средней юре (бат – келловей) и раннем мелу (баррем). Наиболее вероятным источником поступления в данный район железистого материала, по нашему мнению, являлся Воротиловский выступ, представлявший с раннего мезозоя активно действующий вулкан.

Литература

1. Диденко А.Н., Зорина С.О., Балабанов Ю.П. Мезозой / Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. Под ред. Б.В. Бутова. 2003. С. 193–221.
2. Зорина С. О. Мезозой северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба. Автореферат канд. дисс. Казань, 2003. 24 с.
3. Балуховский И.Ф. Геологические циклы. Киев: Наукова думка, 1966. 166 с.
4. Астафьева Н.М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. 1996. Т. 166. № 11. С. 1145–1170.
5. Шрейдер А.А. Магнитная хронология дна океанов // Физика Земли. 1998. № 11. С. 61–75.

Эволюция распространения угленосных формаций Кавказа в каменноугольное время

На протяжении всей геологической истории развития, начиная с каменноугольного периода, Кавказский регион в глобальном масштабе находился в исключительно благоприятных климатических широтах, где могли формироваться торфяники будущих угольных месторождений. Постоянное наличие территорий на уровне моря, благоприятный климат почти на всех стадиях развития региона должны были способствовать репродуктивности растительности. Развитие угленосных формаций, отмеченное за периодами проявлений положительных тектонических движений в различных частях региона (Баланчивадзе, 2004), носило избирательный характер и сопровождалось захоронением осадков с аномальным содержанием растительных остатков. Следовательно, основные причины распространения угленосных формаций в регионе следует искать в исключительных условиях, отличавшихся от накопления мощных безугольных толщ континентальных, прибрежно-континентальных и прибрежно-морских осадков.

Начало формирования угленосных формаций на Северном Кавказе в каменноугольное время приурочено к отложениям башкирского века и по времени совпадает с позднепалеозойским возобновлением опускания в пределах Северокавказского прогиба Тырнауз-Пшекишской зоны в виде грабен-синклиналей, а в прилегающей Лабино-Малкинской зоне – на ее среднем участке поперечного погружения, где развивались наложенные мульды. Этому периоду в районе Центральной зоны Кавказа, предшествовали складкообразовательные процессы, сминающие отложения нижнего и нижней части среднего палеозоя. Вслед за проявлениями тектонических движений в южной части Ставропольского свода, в пределах Кубано-Лабинского угленосного района, в результате дифференцированных движений отмечено появление локальных палеоподнятий конседиментационного типа: Щедокского, Урупского, Зеленчукского (Кяфарского, Пастуховского) и Центральной зоны Кавказа, где в периферийных частях зарождались палеоструктуры, в которые сносился грубообломочный материал.

Рост палеоподнятий происходил в одних случаях на фоне общего погружения и осадконакопления (активные), а в других – на фоне общего поднятия и размыва (пассивные). Периодический рост локальных активных палеоподнятий конседиментационного типа или отдельных их частей сопровождался привнесом терригенного материала в область осадконакопления до распространения прибрежно-континентальных и

⁵ Геологический институт РАН, Москва; gin@ginras.ru

континентальных обстановок с развитием ландшафтов, включавших заболочиваемые территории. Напротив, в периферийных частях пассивных палеоподнятий, постоянно испытывавших относительное поднятие и размыв, в результате интенсивного погружения и вследствие недостаточного привноса терригенного материала, в области осадконакопления фиксировались преимущественно прибрежно-морские и морские обстановки. В других случаях рост палеоподнятий происходит на фоне интенсивного общего поднятия территории, тогда в периферийных частях, вследствие избыточного привноса терригенного материала, в области осадконакопления развиваются преимущественно континентальные обстановки, исключая заболочиваемые территории.

Развитие палеоподнятий было неравномерным и неодновременным. Это нашло отражение в разрезах угленосных формаций Северного Кавказа. В периферийных частях палеоподнятий распространялись различные обстановки осадконакопления. Так, после формирования горизонта, представленного грубообломочным материалом, залегающего в основании угленосных формаций, южная окраина Майкопского пассивного палеоподнятия вовлекается в нисходящие движения, что отражено в разрезе Лабинской угленосной площади, на месторождениях Малолабинском, Большелабинском и углепроявлении Бескесском, развитием фаций фациальных комплексов, формировавшихся при распространении обстановок относительно глубоководного морского бассейна. На площади Толстобугорского, Кяфаро-Богословского, Марух-Аксаутского месторождений в этот период в периферийных частях локальных активных палеоподнятий Урупского, Зеленчукского (Кяфарского, Постуховского), в континентальных условиях формируется горизонт, представленный фациями фациального комплекса осадков русел и пойм аллювиальных долин относительно крупных рек, пойм и пойменных озер, иногда заболочиваемых.

В московском веке формирование угленосных отложений на территории связано с продолжением развития локальных активных палеоподнятий конседиментационного формирования в южной части Ставропольского свода: Урупского, Зеленчукского (Кяфарского, Постуховского), палеоподнятий Центральной зоны Кавказа – и появлением Щедокского активного палеоподнятия северо-восточнее Малолабинского месторождения. Это подтверждается формированием горизонта грубозернистых песчаников мощностью до 250 м, залегающего с размывом и неясновыраженным угловым несогласием на подстилающих отложениях. Выше формируется комплекс озерных и озерно-болотных фаций, включающей фации торфяных болот, которые развивались преимущественно в периоды относительной стабилизации, достигая мощности 2,0–2,5 м.

Во второй половине московского века на рассматриваемой территории часто преобладали восходящие движения, что нашло отражение в формировании мощных отложений фаций аллювиально-дельтовых равнин, характеризующих распространение приустьевых аллювиальных

равнин, иногда заболачиваемых. В отличие от предыдущего этапа, периоды относительной стабилизации во второй половине московского века были более кратковременны, что нашло отражение в незначительных мощностях (до 0,3–0,5 м) отложений торфяных болот.

В позднекаменноугольное время обстановка резко изменяется. В южной части Ставропольского свода конседиментационный этап развития активных палеоподнятий на большей территории сменяется пассивным этапом их формирования. Интенсивное поднятие и размыв пассивных палеоподнятий и прилегающих районов способствовали формированию терригенных горизонтов грубообломочного материала в области осадконакопления. В этот период большее развитие имели фации фациального комплекса русел и пойм аллювиальных долин малых рек, исключая фации торфяных болот. Развитие и распространение торфяников на территории Марух-Аксаутского, Кяфар-Богословского, Тулстобугорского и большей части Лабинской угленосной площади прекращается. Синхронно осадконакоплению в рассматриваемое время продолжало развиваться локальное палеоподняtie в южной части Майкопского поднятия – Щедокское, в периферийных частях которого в условиях континентальной обстановки периодически распространялись ландшафты аллювиальных равнин относительно крупных рек, иногда заболачиваемые на площади Малолабинского месторождения. Дальнейшее развитие территории связано с преобладанием пассивных палеоподнятий, их интенсивным размывом и сносом терригенного материала в палеовпадины с недокомпенсированным осадконакоплением.

Герцинский тектонический цикл в регионе, в пределах Большого Кавказа, завершается складкообразовательными процессами. Обширные территории испытывали интенсивные поднятия. Распространение морских акваторий резко сократилось. Они были вытеснены в южные районы. В результате резкого изменения палеогеографических условий, заключавшихся в высоком стоянии массивов и некотором удалении морских акваторий, формирование угленосных формаций было невозможным.

Таким образом, проявления тектонических движений на Северном Кавказе в полной мере отражены в распространении и развитии угленосных формаций в регионе в каменноугольное время. Наблюдения автора, объективно суммирующие всю информацию по истории геологического развития Кавказа, начиная с позднего палеозоя, позволили предположить, что аномальное перераспределение растительного вещества в регионе контролировалось проявлениями тектонических движений, вслед за которыми в отдельных наиболее подвижных участках на фоне погружения и осадконакопления возникали локальные (активные) палеоподнятия, формировавшиеся конседиментационно, в периферийных частях которых зарождались палеоструктуры и создавались благоприятные палеогеографические условия для развития угленосных формаций.

О состоянии исследований в осадочной геологии раннего докембрия

Исследованиями второй половины XX столетия геологи все теснее и теснее сближают осадочный докембрий с современной эпохой. Так, появление свободного кислорода в атмосфере Земли уже отодвинуто к 4,0 млрд лет (и даже древнее); считают, что примерно в это же время зародилась жизнь, которая по массе почти сразу же достигла современного уровня; утверждается, будто общность докембрия с фанерозоем также в принципиальном сходстве основных типов осадков и условий их образования – типов водоемов, солевого состава морских и пресных вод, их щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий, в отсутствии каких-либо экзотических пород, что метаморфизм носил изохимический характер, и что в методах исследования ничего не нужно менять – все они без каких-либо изменений одинаково применимы к фанерозою и к докембрию [2, 3 и др.]. Причины осовременивания осадочного докембрия двоякого рода: объективные (отсутствие древних эталонов, метаморфизм, фрагментарность, и др.) и субъективные (игнорирование законов логики познания – прежде всего историзма, и др.).

1. Проблема древних осадочных эталонов. Наши знания основаны на системе эталонов, и поскольку Земля находится в состоянии необратимого развития, из этого следует, что для каждой геологической эпохи должны быть созданы свои природные эталоны. Проблема эта труднорешаемая, но альтернативы ей нет. Поэтому создание докембрийских осадочных эталонов – проблема номер один. Попытка разработки такого рода древнего осадочного железорудного эталона предпринята, в частности, автором настоящего сообщения. В основу этой работы положены такие свойства вещества/среды, которые не зависят от геологического времени, по своему достоинству относятся к категории внутренних (существенных), достаточно устойчивы к эпигенетическим изменениям – прежде всего метаморфизму, легко и надежно определяются современными методами исследований и обеспечивают возможность (взаимо)контроля выводов на отдельных стадиях реконструкции. Ее итогом явилось создание эталона железисто-кремнистой формации раннего докембрия, который определяется как продукт метаморфизма древней (3,8–1,8 млрд лет) гетерослоистой существенно хемогенной сидероплезит/сидерит-силицитовой осадочной толщи, отлагавшейся в бассейнах седиментации в условиях углекислотной восстановительной атмосферы и наслаивавшейся вследствие трансгрессивно-регрессивной миграции слагающих ее фаций (сидероплезит/сидеритовой и силицитовой). На ба-

⁶ Всероссийский институт минерального сырья МПР РФ, Москва; vims@df.ru

зе этого эталона предложены еще два изотопных эталона – изотопнокислородный и изотопно-углеродный хемогенных железистых карбонатов [1 и др.]. Создание древнего железорудного эталона было бы невозможно без разработки новых методов исследования и соответствующих им критериев. Поэтому первостепенной задачей в проблеме создания древних эталонов остается разработка новых методов исследования, отвечающих требованиям логики познания и обладающих соответствующими реконструкционными возможностями.

2. Метаморфизм. Прогресс в этой области геологии по-прежнему сдерживают представления об изохимическом характере метаморфизма, противоречащие принципу необратимого развития Земли. Но дело не только в этом. "Изо" – равный, одинаковый, постоянный. Там, где все одинаково, равно, постоянно, исследователю делать нечего, там нет предмета науки. Одновременно должны быть пересмотрены принцип метаморфических фаций П. Эсколы и др. и идеи парагенетического анализа минералов, основанные на игнорировании геологического времени, недоказуемые и противоречащие открытости геологических систем, представлениям о равновесном характере метаморфических процессов. Дело в том, что, как показывает, в частности, реконструкция докембрийских железисто-кремнистых формаций, следствием применения этих принципов и идей являются смешение продуктов прогрессивного и регрессивного метаморфизма, принятие продуктов регрессивного метаморфизма за продукты прогрессивного, искаженные представления о метаморфизме, связанные с невозможностью восстановления петрографическими и физико-химическими методами исчезнувших в процессе метаморфизма фаз, и т. д.

3. Фрагментарность. Начиная с раннего докембрия, мы имеем дело исключительно с метаморфизованными различными по размерам реликтами осадочных формаций. Соответственно, по мере деструкции геологических объектов, их метаморфизма и других наложенных процессов все в большей степени утрачивается значение тектонических, геологических и ряда других методов (что могут дать, например, эти методы для расшифровки природы докембрийских железисто-кремнистых формаций, залегающих среди мигматитов – месторождение Корпанги в северо-западной Карелии и др.), и, наоборот, все большее значение приобретают вещественные методы, отвечающие требованиям логики познания и обладающие соответствующими реконструкционными возможностями.

4. Историзм. Опыт изучения докембрийских железисто-кремнистых формаций показывает, что продолжающееся использование в реконструкциях объектов осадочного докембрия принципа актуализма – главная причина осовременивания древнейших объектов, что выход из создавшегося положения – в переходе "на рельсы" исторического, диалектического мышления. В реконструкциях время должно занять соответствующее ему приоритетное значение, должна осуществляться четкая градация признаков и форма связей на внешние, несущественные – про-

странственные – и внутренние, существенные – генетические – и соблюдаться их субординация: в единстве внешних и внутренних признаков и форм связей определяющими являются существенные, а не внешние, как это имеет место в реконструкциях. Примером тому могут, в частности, служить часто встречающиеся в литературе выводы о мелководном образовании докембрийских железисто-кремнистых формаций, основанные на якобы обнаруженных в них признаках косої слоистости, знаков ряби, органогенных структур и т. п. Наконец, в литературе по осадочному докембрию широкое распространение получают словесные превращения метаморфизованных пород в их неметаморфизованные аналоги – например, кварц-магнетит-гиперстеновых, гиперстен-магнетитовых и других высокожелезистых образований брянского типа в ряде геоблоков КМА в продукты высокоградиентного метаморфизма высокожелезистых коматиит-базальтовых вулканитов и метагабброидов [4].

Литература

1. Бергман И.А. Минеральное сырье. 1992. № 1. С. 34–49.
2. Виноградов В.И., Реймер Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б. Литология и полез. ископ. 1976. № 4. С. 12–27.
3. Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М., Борщевский Ю.А., Сидоренко Св.А. Доклады АН СССР. 1971. Т. 201. № 3. С. 678–681.
4. Чернышов Н.М. Вестник Воронежского университета. Сер. геол. 1996. № 1. С. 5–20.

И.А. Бергман⁷

Эволюция осадкообразования в истории Земли

Согласно выполненной автором элементно-геохимической реконструкции докембрийских железисто-кремнистых формаций, все они вне зависимости от абсолютного возраста, геологической позиции и т. д. являются продуктом метаморфизма двух смежных хемогенных осадочных фаций – сидероплезит/сидеритовой и силицитовой; слоистое сложение формаций – следствие их трансгрессивно-регрессивной миграции, инициированной квазистационарным режимом эпейрогенических движений [1 и др.]. Опираясь на материалы изложенной выше реконструкции, рассмотрим главные черты эволюции осадкообразования в истории Земли.

1. 3,8–1,8 млрд лет назад – установленный возрастной интервал образования железисто-кремнистых формаций – господство углекислотной восстановительной атмосферы с варьирующим содержанием углекисло-

⁷ Всероссийский институт минерального сырья МПР РФ, Москва; vims@df.ru

ты (отложение железа происходило дискретными эпохами исключительно в двухвалентной карбонатной форме). Возможно, последний всплеск углекислотной восстановительной атмосферы пришелся на $800 \pm X$ млн лет, с ним связано образование железисто-кремнистой формации Рапитан в Канаде, хемогенных сидеритов Зигазино-Комаровского района и, по-видимому, ремобилизованных хемогенных сидеритов Бакальского месторождения в России и др.

2. Углекислотная восстановительная атмосфера, агрессивная в отношении силикатов, с одной стороны, способствовала высвобождению из пород огромных масс железа, кремния (в форме кварца, коллоидного кремнезема и, в меньшей степени, в ионной форме), алюминия, кальция, магния, марганца, золота, уранинита, сульфидов и др., а с другой, препятствуя образованию силикатов, благоприятствовала отложению олигомиктовых кварцевых пород (кварцевых песчаников, гравелитов, конгломератов), хемогенных силицитов, хемогенных сидеритов, известняков, доломитов и более редких магнезитов, миграции уранинита, сульфидов и сопутствующего им золота в кластогенной форме, и т. д. В результате возникли свойственные исключительно раннему докембрию железисто-кремнистые формации, золото-урановые олигомиктовые кварцевые конгломераты, глиноземистые формации типа Кейв (БШ) и др., за счет которых в последующие эпохи – при наложении эндогенных и экзогенных процессов – формировались месторождения других генетических типов – гидротермальные месторождения золота, урана, в том числе связанные со щелочными метасоматитами, мусковитовые пегматиты (Карелия и др.), гипергенные бокситы (КМА), гипергенные марганцевые руды (Индия, Бразилия и др.).

3. На сегодня нет объективных критериев как биогенного, так и абиогенного происхождения углеродистого вещества древнейших углеродистых формаций. В условиях реконструированной автором углекислотной восстановительной атмосферы жизнь едва ли могла зародиться, тем более – процветать в масштабах, сколько-нибудь соизмеримых с современной эпохой, как об этом судят, сопоставляя масштабы древних и фанерозойских углеродистых формаций. Углеродистое вещество углеродистых формаций раннего докембрия, скорее всего, является абиогенным продуктом окисления метана ранней атмосферы Земли.

4. Свободный кислород в атмосфере Земли появился не ранее 1,8 млрд лет назад. Важной предпосылкой его появления были, несомненно, глубинные процессы, связанные с каталитической термической диссоциацией воды и с участием воды в реакциях с отщеплением водорода типа $Fe_2[SiO_4] + Mg_2[SiO_4] + H_2O \rightarrow Fe_3O_4 + Mg_2[Si_2O_6] + H_2$ [4], миграцией водорода в верхние оболочки Земли и последующей диссипацией в космическое пространство, что привело к сопряженному с этими процессами автообогащению литосферы кислородом к концу докембрия, его последующему появлению в атмосфере и стремительному росту содержания в результате фотосинтеза.

5. С появлением в атмосфере свободного кислорода и общим снижением в ней содержания углекислоты прекратилось образование железисто-кремнистых формаций, золото-урановых конгломератов и др., сократились масштабы образования олигомиктовых кварцевых песчаников, хемогенных силицитов, доломитов и т. д., в океанах появились сульфаты, изменилось соотношение главных типов осадочных пород. Если о докембрийском литогенезе в целом судить по древнейшим железорудным сериям, например Кривого Рога (УЦ), тогда соотношение главных типов осадков можно представить следующим рядом: конгломераты, песчаники, кварциты (в т. ч. хемогенные) – 32 %, глинистые сланцы – 28 %, карбонатные породы – 40 % (16 % сидероплезит / сидеритов и 24 % известняков и доломитов). Для тех же типов осадочных пород фанерозоя А.Б. Ронов [3] дает следующее соотношение: песчаники – 24 %, глины и глинистые сланцы – 50 % и карбонатные породы – 24 % (и по одному проценту – кремнистые породы и соли, гипсы, ангидриты). С зарождением жизни в конце докембрия и ее последующей эволюцией все большую роль в осадконакоплении стал играть биогенный литогенез, тогда как хемогенная седиментация активизировалась главным образом в эпохи максимального роста содержания углекислоты в атмосфере – по М.И. Будыко и др. [2], ранний ордовик, девон и др.

6. Появление свободного кислорода в атмосфере привело не только к сокращению масштабов осадочного железнакопления, но и к резкому пространственному разобщению осадочных концентраций железа и кремнезема в связи с окислением железа и утратой им подвижности в гипергенных условиях.

7. В отличие от раннего докембрия образование железистых карбонатов в фанерозое связано с диагенетическими и инфильтрационными процессами в осадках ниже зоны их окисления.

8. В раннем докембрии отсутствовал диагенез осадков в его классическом понимании, т. е. как процесс преобразования осадков в условиях трансформации окислительной среды в восстановительную под влиянием разлагающегося органического вещества.

9. Отсутствие эталонов и корректных методов реконструкции способствовало гиперболизации роли вулканизма в древнейших осадочных процессах.

От современной эпохи древний литогенез, в основном, отличался составом и соотношением сносимого в бассейны седиментации материала, то же – бассейновыми осадков, отсутствием биолитов, химизмом гидросферы (в частности, отсутствием сульфатов, иными щелочно-кислотными и окислительно-восстановительными условиями и др.) и атмосферы (отсутствием свободного кислорода, повышенным содержанием углекислоты, переменным содержанием CH_4 , CO , H_2S и др.).

1. Бергман И.А. Минеральное сырье. 1992. № 1. С. 34–49.
2. Бudyко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1985. 208 с.
3. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 77 с.
4. Goldschmidt V.M. Geochemistry. Oxford, 1954. 731 p.

Н.П. Бетелев⁸

Концепция растущей Земли и некоторые вопросы литологии, петрологии, нефтяной геологии и экологии

В последние годы большое внимание исследователей привлекает концепция растущей Земли, у истоков которой стоял русский ученый И.О. Янковский (конец XIX в.). Согласно этой концепции, Земля, как и другие небесные тела, поглощает массу и энергию из космического пространства, что вызывает увеличение ее массы и объема. По расчетам разных исследователей (К.Е. Веселова [3], Е.В. Барковского [1], Л.М. Якушина [4], В.Ф. Блинова [2]), Земля получает в год от $2,3 \cdot 10^{32}$ до $4,9 \cdot 10^{35}$ Дж энергии, преобразующейся в инертную массу (обычное вещество). В результате масса Земли увеличивается, по [1–4], на $4,4 \cdot 10^{12}$ – $5,6 \cdot 10^{13}$ т в год. По данным НАСА (США), основанным на наблюдениях из Космоса, радиус Земли увеличивается в настоящее время на 2 см в год. По мнению П.П. Тимофеева, концепция растущей Земли станет одной из важнейших парадигм геологии первой четверти XXI в.

При преобразовании энергии в обычное вещество должны первоначально образовываться атомы наиболее простых химических элементов, стоящих в начале периодической системы Д.И. Менделеева, и наиболее простые химические соединения. В действительности в природе имеет место интенсивная дегазация Земли, при которой из недр выделяются огромные количества таких простых веществ и соединений, как водород, азот, гелий, метан, оксид и диоксид углерода, вода. По данным Г.И. Войтова, из недр Земли ежегодно выделяется $6,1 \cdot 10^{12}$ г водорода, $24,7 \cdot 10^{12}$ г азота, $272,9 \cdot 10^{12}$ г диоксида углерода и $223,5 \cdot 10^{12}$ г углеводородов, среди которых преобладает метан, имеющий, как показывает изотопный состав его углерода, не биохимическое происхождение. Наиболее интенсивно дегазация происходит в зонах тектонических разломов, особенно в участках их пересечения, и при извержениях вулканов, в том числе грязевых.

⁸ НИИ оснований и подземных сооружений им. Н.М. Герсеванова, Москва

Приобретение Землей значительной массы и энергии вследствие взаимодействия с факторами космического пространства и рост массы и объема Земли во времени обуславливают антиэнтропийное развитие планеты. Ускорение во времени прохождения многих геологических процессов, в том числе возрастание вулканической и тектонической активности, отмечено многими исследователями. А.Б. Ронов указал на рост интенсивности вулканизма в течение позднего докембрия и фанерозоя. В. Е. Хаин привел численные данные об увеличении скорости роста площади континентальной коры последовательно в байкальскую, каледонско-герцинскую и киммерийско-альпийскую эпохи складчатости (соответственно 0,05, 0,1 и 0,2 км² в год). По расчетам В.Ф. Блинова, скорость роста океанической коры в начале меловой эпохи составляла 1,3 км² в год, а в настоящее время увеличилась до 3,12 км² в год.

Увеличение размера Земли и силы тяжести в течение геологической истории находит подтверждение в некоторых особенностях изменения во времени процесса осадкообразования. Л.С. Смирнов подробно аргументировал рост Земли данными об *уменьшении во времени угла наклона косяк слоистости песчаных пород*. На основе большого статистического материала им сделан вывод, что за последние 2·10⁹ лет углы наклона косяк слоистости субаквальных песчаных пород уменьшились на 5–7°. Уменьшение во времени угла наклона косяк слоев наблюдается и в эоловых отложениях. Поскольку основным фактором, определяющим угол наклона косяк слоев (т. е. угол естественного откоса при накоплении осадков), является сила тяжести, уменьшение угла наклона косяк слоев свидетельствует об увеличении во времени силы тяжести, а следовательно, и размера Земли. Л.С. Смирнов считает, что, исходя из экспериментов, можно предполагать на основании такого уменьшения угла наклона косяк слоев, что ускорение силы тяжести многократно увеличилось с протерозоя. К близким результатам пришел В.Ф. Блинов в своих расчетах изменения во времени силы тяжести на основании проведенных им вычислений изменения во времени размера Земли. На это же указывает выполненный В.Ф. Блиновым анализ особенностей развития органического мира Земли. Существование в мезозое гигантских динозавров, полет гигантских птеродактилей, развитие гигантских травянистых растений были бы невозможны при современном высоком значении ускорения силы тяжести.

Классическая литология давно изучает вулканогенно-осадочные формации. По-видимому, при рассмотрении эндогенной составляющей вулканогенно-осадочного процесса следует учитывать возможность поступления в область осадкообразования энергии и глубинных веществ, образующихся в соответствии с механизмом перехода энергии в обычное вещество, принимаемым в концепции растущей Земли.

В отличие от классической петрологии, оперирующей дифференциацией и перераспределением вещества Земли без новообразования этого вещества, концепция растущей Земли допускает возможность новообра-

зования вещества и энергии в недрах Земли за счет преобразования в инертную массу поглощаемой планетой массы и энергии космического вакуума и гравиполя.

Многие процессы, рассматриваемые в петрологии, требуют для своего прохождения восстановительной обстановки, которая, по мнению А.А. Маракушева, Ф.А. Летникова и других, создается вследствие поступления водорода, изначально находившегося в ядре Земли, в выше-лежащие геосферы. Возможно, что водород, необходимый для создания требуемой восстановительной обстановки, может образовываться в объеме Земли в результате процессов, связанных с ростом планеты.

Многие исследователи отмечают быстроту современного образования углеводородов, приводящую к восстановлению запасов на разрабатываемых площадях. Установлены случаи значительного превышения размера суммарного извлечения углеводородов из залежей по сравнению с предварительно подсчитанными извлекаемыми запасами (А.Н. Дмитриевский и др.). Сторонники органического происхождения нефти объясняют эти особенности быстрым протеканием химических реакций преобразования органического вещества в углеводороды. Нам представляется не лишним допустить, что быстрое восстановление запасов углеводородов может происходить с участием процессов, связанных с ростом Земли (поступление водорода, метана и других углеводородов, образовавшихся вследствие перехода поглощенной Землей энергии в обычное вещество).

Ф.А. Летников отметил, что нефть, как порождение процессов глубокой дегазации Земли, выносит из земных глубин широкий спектр элементов, значительные концентрации которых не свойственны приповерхностным горизонтам земной коры, в которых зарождались и развивались биологические системы, включая человека. Это может нарушить экологическое равновесие в приповерхностных зонах. Поэтому, в связи со всем вышеизложенным, процессы, рассматриваемые концепцией растущей Земли, имеют глобальное экологическое значение.

Литература

1. Барковский Е.В. По закону сохранения энергии // Техника – молодежи. 2001. № 10. С. 56–60.
2. Блинов В.Ф. Растущая Земля: из планет в звезды. М.: Изд-во “Едиториал УРСС”, 2003. 271 с.
3. Веселов К.Е., Карус Е.В., Савинский К.А., Долицкая Т.В. Физико-геологические основы концепции глобального рифтогенеза. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 127 с.
4. Якушин Л.М. Проблема энергетических источников геодинамических процессов // Геология, геофизика и разработка нефт. м-й. М.: ВНИИОЭНГ, 2001. № 12. С. 12–15.

Эволюционные особенности и главные факторы ранне-среднекембрийского осадконакопления в экваториальных бассейнах Северо-Востока Азии (Якутия)

Ранне-среднекембрийский этап ($E_{1t}-E_{2am}$) является коротким, но очень ярким эпизодом в фанерозойской истории осадконакопления Северо-Востока Азии (СВА). Его уникальность в значительной степени определялась тем, что, в отличие от более поздних эпох, главной областью морского осадконакопления в E_{1-2} была Сибирская платформа. В это время она представляла собой гигантский седиментационный бассейн (Лено-Енисейский), с ранне-среднекембрийским этапом развития которого были связаны ряд абсолютных для СВА фанерозойских седиментологических максимумов (М.). Главные из них: М. соленакопления; М. накопления платформенных металлогенных черносланцевых комплексов; М. накопления сапропелевой органики, М. микробиального карбонатакопления; М. развития органогенных построек бескаркасного типа, в том числе – протяженных систем барьерных рифов; М. развития на платформе олистостромовых и обвальнo-оползневых образований. Проявление на одном узком стратиграфическом интервале столь разнообразных седиментологических особенностей было связано с многими факторами, действовавшими на глобальном, региональном и внутрибассейновом уровнях.

1. **Глобальный уровень** имело важнейшее для карбонатакопления биосферное событие, произошедшее на рубеже V–Є. Оно определяется как “*взрыв скелетообразования*”: на этом рубеже появилась первая в истории Земли скелетная фауна и впервые осадкообразующие *Sуanophyta* приобрели способность создавать известковую оболочку. Приуроченность максимума развития известковых *Sуanophyta* к E_{1-2} [2] активизировало в Лено-Енисейском и других бассейнах СВА процессы микробиальной карбонатной седиментации и, особенно, образование разномасштабных органогенных построек.

2. **Региональное значение** имели *климатический и тектонический факторы*.

Известно, что в раннем палеозое вся палео-Сибирь, находилась в экваториальных широтах в зоне жаркого аридного климата. В E_{1-2} эти условия имели первостепенное значение для развития на СВА эвапоритовых процессов и карбонатной седиментации.

Главная специфика региональной конседиментационной тектоники связана с активизацией внутриконтинентального рифтогенеза, что оказало большое влияние на динамику, сейсмичность среды осадконакоп-

⁹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск; geo@yakutia.ru

ления и геохимический фон бассейновых осадков. Самые ближние к Лено-Енисейскому бассейну рифтовые зоны существовали на северо-востоке Сибирской платформы (здесь и далее координаты современные) и в Южном Верхоянье [6, 8]. Разнообразны магматические комплексы северных рифтовых зон, включающие: 1) потоки калиевых трахибазальтов (от 1 до 48 м), разделенные красноцветными песчаниками и конгломератами; 2) субвулканические силлы трахидолеритов; 3) вулканические аппараты центрального типа с эксплозивными брекчиями щелочного состава. Для самых ранних стадий магматической деятельности предполагаются локальные излияния ультракалиевых риолитов, обломки которых слагают в Нижнеленской зоне 26-метровую пачку базальных конгломератов и песчаников. Самая обширная рифтовая область установлена в Индигиро-Колымском регионе СВА: она включает северо-западную часть Омолонского массива и северо-восток Приколымского поднятия [1]. В составе рифтового комплекса (500–1300 м) – базальты, щелочные базальты, пласты (до 20 м) их туфов, туффицитов, красноцветных песчаников и конгломератов. С эффузивами тесно связаны интрузивные тела габбро, габбро-норитов, монцонитов, пикритов, габбро-диабазов, галька которых содержится во внутриформационных конгломератах рифтогенных разрезов.

3. Внутрибассейновые факторы. Важнейшее значение для эпиплатформенного осадконакопления имело появление в начале ботомского века на востоке платформы протяженного субдиагонального Анабаро-Синского разлома, сопровождавшееся радикальным изменением фациальной структуры Лено-Енисейского мегабассейна. Его северо-восточная часть подверглась резкому погружению и трансформировалась в Юдомо-Оленекский депрессионный бассейн. На протяжении ботомского, тойонского и амгинского веков здесь накапливались маломощные доманиковые и горючесланцевые отложения с высоким содержанием кремнезема, сапропелевого органического вещества, с повышенной поликомпонентной металлоносностью (V, Ni, Mo, Co, U, Cr, Cu, Ag, Au, Pt), региональными горизонтами конкреционных фосфоритов [3]. Вдоль разломного ограничения Юдомо-Оленекского бассейна установлены многочисленные обально-оползневые и олистостромовые образования [4]. С юго-запада вдоль Анабаро-Синского разлома на протяжении 2000 км обособилась зона высокой биологической продуктивности – одноименный барьерный риф. В его северной части заключены стратиформные свинцово-цинковые рудопрявления. Непосредственно под рифом, на глубине от 500 м и более, протягивается погребенный металлоносный (Cr, V, Pt, Cu, Ni, Co) базит-гипербазитовый пояс [5], который может считаться одним из главных источников металлов, поступивших с ювенильными растворами по разлому в окружающие морские акватории. К юго-западу от барьерного рифа располагалась обширная лагунная область. Здесь на протяжении ϵ_{1-2} происходило мощное соленаккумуляция и, фактически, были сформированы все необходимые со-

ставляющие будущих газонефтяных месторождений Западной Якутии: карбонатные коллекторы, солевые покрывки, аккумулирована огромная масса органического вещества.

В заключение отметим, что седиментологические особенности E_{1-2} на СВА отражают общую (планетарную) специфику этого периода, с которым связаны глобальные максимумы галогенеза, фосфатонакопления и формирования металлоносных черносланцевых комплексов [7]. В этой связи приведенные материалы можно рассматривать как дополнительную информацию о палеогеографических и палеотектонических обстановках этой интереснейшей в истории Земли осадочно-рудогенной эпохи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 03-05064915).

Литература

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Q-56,57 – Среднеколымск. Объяснительная записка. Л., 1991. 111 с.

2. Ископаемые известковые водоросли (морфология, систематика, методы изучения). Новосибирск: Наука, 1987. 224 с.

3. *Каширцев В.А.* Кембрийский горючесланцевый бассейн Сибирской платформы / Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука / Интерпериодика”, 2001. С. 462–466.

4. *Микуленко К.И.* Олигостромовые образования в отложениях осадочного чехла Сибирской платформы / Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. I. М.: GEOS, 2005. С. 442–446.

5. *Мишин В.М., Гриненко В.С.* Трансконтинентальный рудоносный тренд на востоке Сибирской платформы / Материалы XXXVII Тектонического совещания. Т. II. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. С. 35–38.

6. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.

7. *Холодов В.Н.* Проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе / Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. С. 267–268.

8. *Худолей А.К.* Тектоника пассивных окраин древних континентов. Автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 2003. 35 с.

Эволюционно-корреляционная связь углеобразования с вулканизмом (на примере Юго-Востока России)

Осадконакопление угленосных комплексов в определенной мере взаимодействует в событийном сценарии геологической эволюции угленосного региона с активно развитым вулканизмом. Этот сценарий прекрасно иллюстрируется угленосным седиментогенезом в кайнозое Юго-Востока России (ЮВР). Здесь на территории Хабаровского и Приморского краев, Амурской области, также как угленосность, циклично развивается разнофазовый вулканизм (рис. 1) [1, 2, 3].

Проявления угленосности фиксируются по всему разрезу палеогена и неогена, однако промышленная угленосность локализуется в определенные интервалы геологического времени. В структурах ЮВР установлено пять горизонтов (этапов) промышленного углеобразования: кивдинский (P_1^1), райчихинско-назимовский ($P_1^2-P_2^1$), угловско-чернореченский ($P_2^2-P_3^{1+2}$), бикинско-ушумунско-бузулинский (N_1^{1-2}), четвертичный (торфонакопления). Подобно угленосности, на территории ЮВР отмечаются пять этапов вулканизма в фазовой последовательности (снизу) основной – средний – кислый: маломихайловский (P_1^2), улский ($P_1^2-P_2^1$), колчанско-сизиманский ($P_2^1-P_3$), кизинский (N_1^{1-2}), совгаванско-шуфанский (N_2-Q). Следует заметить, что маломихайловский вулканический комплекс в кайнозое региона представлен завершающей кислой фазой, а совгаванско-шуфанский, наоборот, начальной (основного состава) фазой (рис. 2). Пепловый материал вулканических зон в сопредельных с ними осадочных углеобразующих структурах, накапливающийся межпластовыми слоями туфов, туффитов, туфогенных глин и алевроитов, терригенные породы с повышенным содержанием минеральных комплексов, присущих вулканикам, являются свидетелями корреляции вулканизма и углеобразования.

Литература

1. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
2. Варнавский В.Г. Корреляция геологических событий. М.: Наука, 1985. 141 с.
3. Варнавский В.Г., Седых А.К., Рыбалко В.И. Палеоген и неоген Приамурья и Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 184 с.

¹⁰ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск; karpova@itig.as.khb.ru

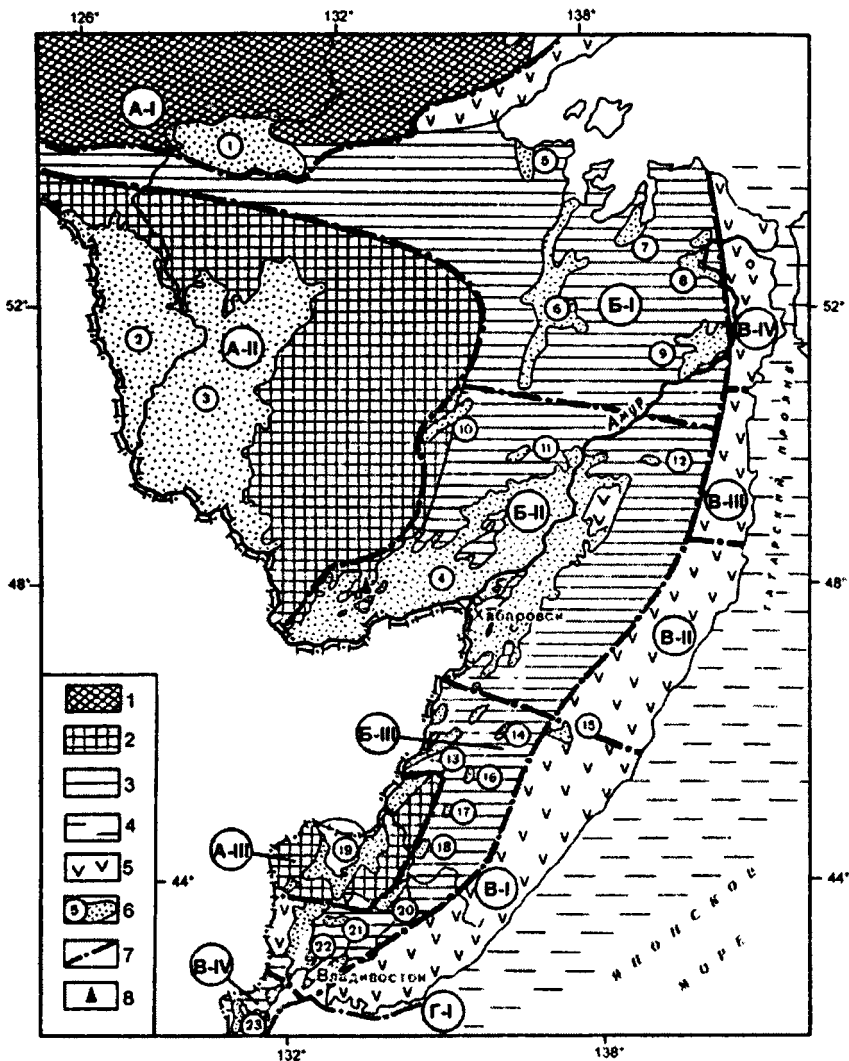


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования бассейнов палеогенового и неогенового осадконакопления юга материковой части Дальнего Востока

1—4 — области складчатости: 1 — докембрийской и байкальской (Сибирская платформа и глыбовая зона Становика — Джугджура), 2 — палеозойской (Буреинский и Ханкайский срединные массивы), 3 — позднепалеозойской и мезозойской, 4 — кайнозойской; 5 — Сихотэ-Алинская ветвь Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса; 6 — впадины (бассейны кайнозойского осадконакопления); 7 — границы структурно-фациальных зон; 8 — скважина 1/3 ОК. Цифры в кружках (1—23) —

впадины: 1 – Верхнезейская, 2 – Ушумунская, 3 – Зейско-Буреинская, 4 – Среднеамурская, 5 – Торомская, 6 – Тугуро-Нимеленская, 7 – Усолгинская, 8 – Нижнеамгунская, 9 – Нижнеамурская, 10 – Верхнеамгунская, 11 – Верхнекурская, 12 – Хунгарийская, 13 – Нижнебикинская, 14 – Алчанская, 15 – Верхнебикинская, 16 – Метеоритная, 17 – Малиновская, 18 – Хвищанская, 19 – группа Приханкайских впадин, 20 – Арсеньевская, 21 – Комаровская, 22 – Раздельнинско-Угловская группа впадин, 23 – Хасанская (Краскинская). Структурно-фациальные зоны: А-I – Верхнезейская, А-М – Буреинского срединного массива, А-III Ханкайского срединного массива, Б-I – Амгунь-Амурская, Б-М – Среднеамурская, Б-III – Западно-Сихотэ-Алинская, Б-IV – Хасанская, В-I – Ольга-Тернейская, В-II – Самаргинско-Ботчинская, В-III – Сюркумская, В-IV – Нижнеамурская, Г-I – Приморский шельф Японского моря

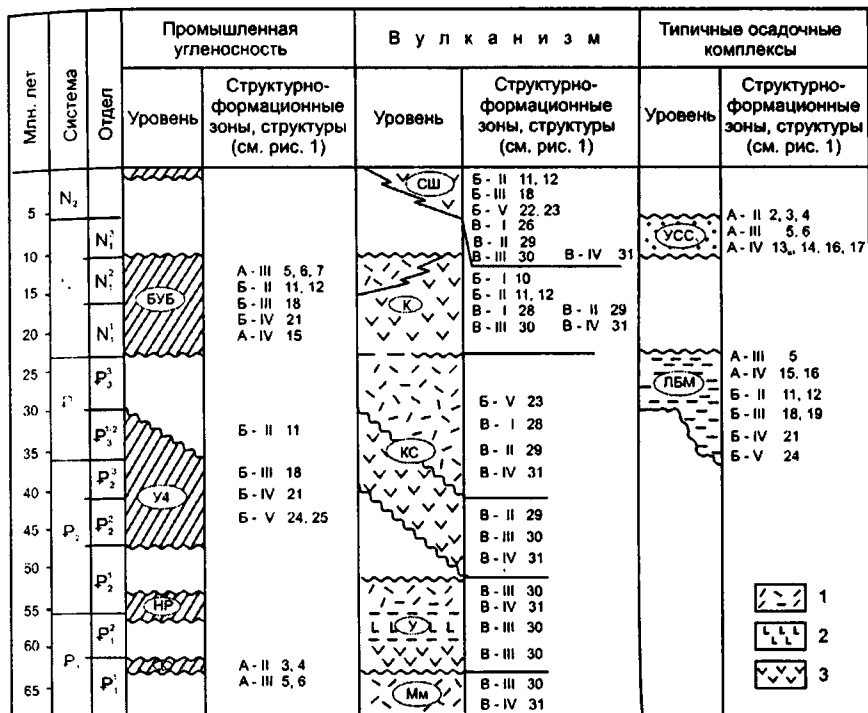


Рис. 2. Основные региональные корреляционные стратиграфические элементы палеогена и неогена юга материковой части Дальнего Востока и СОБ

1-3 – вулканогенные комплексы кислого (1), среднего (2), основного (3) состава. Угленосные горизонты: К – кивдинский, НР – назимовско-райчихинский, УЧ – угловско-чернореченский, БУБ – бикинско-ушумунско-бузулинский. Этапы вулканизма: Мм – миломихайловский, У – улский, КС – колчанско-сизиманский, К – кизинский, СШ – совгаванско-шумфанский. Литогоризонты: ЛБМ – лучегорско-бирофельдско-мухинский глинисто-алевритовый, УСС₃ – усть-суйфунско-сазанковский песчаный каолинсодержащий

Эволюция карбонатакопления на позднемезозойских шельфах Северного Тетиса

Структурно-текстурные особенности шельфовых отложений практически целиком зависят от гидродинамической активности, характера береговой линии и объема приносимого на шельф обломочного материала. Помимо этих крайне важных и в большинстве случаев определяющих условий седиментации существуют, а в некоторые моменты геологической истории и доминируют, биологические факторы седиментации. К ним, в первую очередь, относится появление тех или иных организмов, достигающих массового развития и становящихся пороодообразующими. Несомненна связь этого явления с общей биологической эволюцией Земли и с возникновением благоприятных условий для массового появления организмов и их захоронения в отдельных регионах или участках бассейнов, где накапливаются огромные по мощности слои или массивы биогенных отложений, формирующих карбонатные шельфы. Эти массивы, в свою очередь, в процессе своего развития и более позднего разрушения образуют весьма своеобразные парагенезы биокластических осадков.

В позднем мезозое отмечено два этапа интенсивного карбонатакопления – позднеюрский и поздне меловой, причем характер известковых отложений, их мощность и распространение в каждый из этих этапов резко отличались друг от друга. Позднеюрский этап карбонатакопления совпадает с расцветом рифообразователей – кораллов и водорослей – и формированием различных биогерм, биостром, карбонатных платформ и склонов. Второй этап связан с массовым распространением зоо- и фитопланктона – главным образом, фораминифер и кокколитофорид – и, естественно, формированием совершенно других по форме и строению карбонатных толщ. Этот общеизвестный и достаточно широко освещенный в литературе факт формирования различных по строению и составу карбонатных толщ в юре и мелу, с нашей точки зрения, связан не только с общеглобальными причинами биологической эволюции, но обусловлен также различными геодинамическими условиями существования в Тетической области.

Все это позволяет нам разделить позднемезозойские мелководные карбонатные отложения северной периферии Тетиса на две крупные группы, сформировавшиеся на шельфах двух разных типов. Первый из них (позднеюрский) представляет собой в значительной мере полуизолированный рифовыми массивами относительно мелководный шельф с преобладанием бентосного карбонатакопления. Второй – открытый

¹¹ Геологический институт РАН, Москва; gin@ginras.ru

более глубокий с преобладанием планктонного (зоо- и фитогенного) карбоната накопления. Здесь необходимо отметить, что первый тип шельфа за позднеюрскую историю своего развития прошел по крайней мере три стадии развития. Ранняя стадия – открытый карбонатный шельфовый склон, средняя – карбонатный шельф с сформировавшимися карбонатными платформами разных типов или крупными рифовыми массивами и, наконец, поздняя стадия – отмирание рифов и их разрушение, которое в некоторых участках региона закончилось лишь к концу баррема. В формировании и развитии этого типа шельфа принимали участие, главным образом, бентосные рифостроящие организмы, жизнедеятельность которых приводила к изменению не только рельефа, но и в эпохи максимальных регрессий способствовала изоляции всего шельфового бассейна или отдельных его частей и превращению их в бассейны с эвапоритовым типом седиментации. Второй тип шельфа был относительно глубоким и, что очень важно, покрывавшее его море распространилось далеко на север за пределы Тетической области.

Набор осадков, накапливающихся на карбонатном шельфе, весьма обширен и включает в себя не только биогенные и биодетритовые известковые, но и терригенно-карбонатные, терригенные и даже эвапоритовые отложения. Парагенезы этих отложений, их последовательность в разрезах, преобладание в них одного или нескольких типов осадков создает совершенно различные типы толщ. Закономерная смена разных парагенезов карбонатных и связанных с ними других отложений во времени создает определенные, часто грандиозные по масштабу, геологические тела и литологические комплексы. Смена парагенезов карбонатных отложений или целых комплексов, как известно, зависит от климатических, эвстатических, тектонических условий и, самое главное, от постоянства или очень медленного направленного изменения этих условий во времени. При соблюдении подобного режима шельфа биогенное карбоната накопление может рассматриваться как саморазвивающаяся биоседиментационная система со своими закономерностями и этапностью, влияющая на формирование и последовательное изменение рельефа дна и формы бассейна, а также гидрогеологической и геохимической ситуации на шельфе.

Следовательно, мы имеем определенный, в целом, достаточно ограниченный набор типов осадков, различное сочетание которых создает ряд крупных литофациальных единиц, сменяющих друг друга во времени и сравнимых с подформациями или даже формациями. Эта последовательная и, как правило, закономерная смена осадочных парагенезов может рассматриваться как эволюция развития шельфового бассейна с биогенным осадконакоплением. Подобного явления мы не наблюдаем на шельфах с терригенным осадконакоплением.

Геохронность биостратиграфических зон в позднемеловое время (на примере Восточно-Европейской палеобиогеографической области и ее обрамления)

Детальная послонная циклостратиграфическая корреляция сеноманских разрезов разных материков выявила геохронность биостратиграфических зон [1], которая подтверждается противоречием стратиграфических данных друг с другом (конфликт стратиграфических схем) и с данными седиментометрических, геохимических, магнитостратиграфических и циклостратиграфических исследований. В настоящий момент оценить масштаб этого явления возможно с помощью циклостратиграфической шкалы верхнего мела, которая интегрирована с магнитостратиграфической и секвентностратиграфической шкалами, кривой эвстатических вариаций уровня Мирового океана, фазами железо- и фосфатонакопления [2–4].

Расхождения в стратиграфических схемах может быть вызвано не ошибками исследователей, а временным сдвигом биостратиграфических зон: несмотря на нектонный образ жизни в пелагических условиях, аммонитам (или иным планктонным и нектонным руководящим формам) потребовалось время на расселение и/или миграцию, что привело к появлению скользящих временных границ аммонитовых зон из эпохи обратной полярности в эпоху прямой полярности [6].

Сдвиг фораминиферовых зон *Rotalipora cushmani* и *Whiteinella archaeocretacea* в разрезах Западной и Восточной Европы можно интерпретировать с позиции расселения и/или миграции этих планктонных пелагических организмов в зависимости от изменяющихся условий окружающей среды – направления и скорости течений, глубины бассейна и температуры воды. В частности, тренд к распространению областей аккумуляции преимущественно пелагических планктоногенных карбонатов с юга (Крым) на север (Русская плита) в сеноман-туронское время отмечен в работе С. Войт [7]. Это видно также из палеогеографических карт в монографии коллектива авторов [5] и во множестве более поздних работ по стратиграфии и палеогеографии Русской плиты и ее обрамления. Таким образом, можно предположить маршрут расселения популяции *Rotalipora cushmani*: сначала с запада на восток (из Западной Европы в Крым), а затем на север – в бассейн Русской плиты. Получается, что в конце сеномана на западе роталипоры полностью исчезли и жили вайтнеллы, а на севере роталипоры еще удерживали свои позиции вплоть до сеноман-туронского рубежа, после которого уже исчезли окончательно. При менее детальном сопоставлении разрезов сдвиг зон

¹² Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; mosgorsun@rambler.ru

несильно заметен. Однако при детальной корреляции, наверное, целесообразно отказаться не только от фораминиферовых, но и от аммонитовых зон, а главное, от бессмысленной попытки сопоставления несопоставимых зон разных (но сообщающихся!) бассейнов, выделенных по мигрирующим пелагическим организмам.

Выше приведен один из примеров выявленной геохронности биозон и вариант интерпретации причин этого события. Дальнейшие исследования позволят определить величину “стратиграфического сдвига” и начать создание корректирующей шкалы геохронности поздне меловых биозон, а также уточнить существующие палеогеографические построения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 05-05-65157-а.

Литература

1. Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая корреляция карбонатных разрезов терминального сеномана Европы, Африки и Северной Америки // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2003. № 4. С. 17–24.

2. Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 1. Предпосылки и принципы создания шкалы // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2004. № 2. С. 11–20.

3. Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 2. Совмещение шкал и циклов Миланковича // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2004. № 3. С. 28–34.

4. Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 3. Аprobация шкалы // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2004. № 4. С. 17–21.

5. Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 196 с.

6. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. Палеомагнитные данные – ключ к решению вопроса о временной неустойчивости аммонитовых зон? / Тезисы докладов международной научной конференции, посвященной памяти профессора В.В. Тикшаева (20–22 января 1998 г., Саратов). Изд-во НВНИИГГ, 1998. С. 58.

7. Voigt S. Cenomanian-Turonian composite $\delta^{13}\text{C}$ curve for Western and Central Europe: the role of organic and inorganic carbon fluxes // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2000. 160. P. 91–104.

Пульсации Земли и макроциклы литогенеза

Геологическая цикличность наиболее отчетливо и широкомасштабно представлена в процессах литогенеза. Практическая значимость ее изучения связана с существованием определенных ландшафтных и геодинамических обстановок, благоприятных для локального концентрирования многих видов полезных ископаемых. В частности, в конкретных *литогеодинимических* условиях формируются благоприятные коллекторские свойства резервуаров углеводородного сырья, а образование россыпных месторождений связано с определенными *литогидродинамическими* условиями.

Выявление важных характеристик цикличности удобно проводить в крупном масштабе, в этой связи целесообразно рассмотреть глобальные обстановки венда – фанерозоя, отображенные в составленной автором таблице.

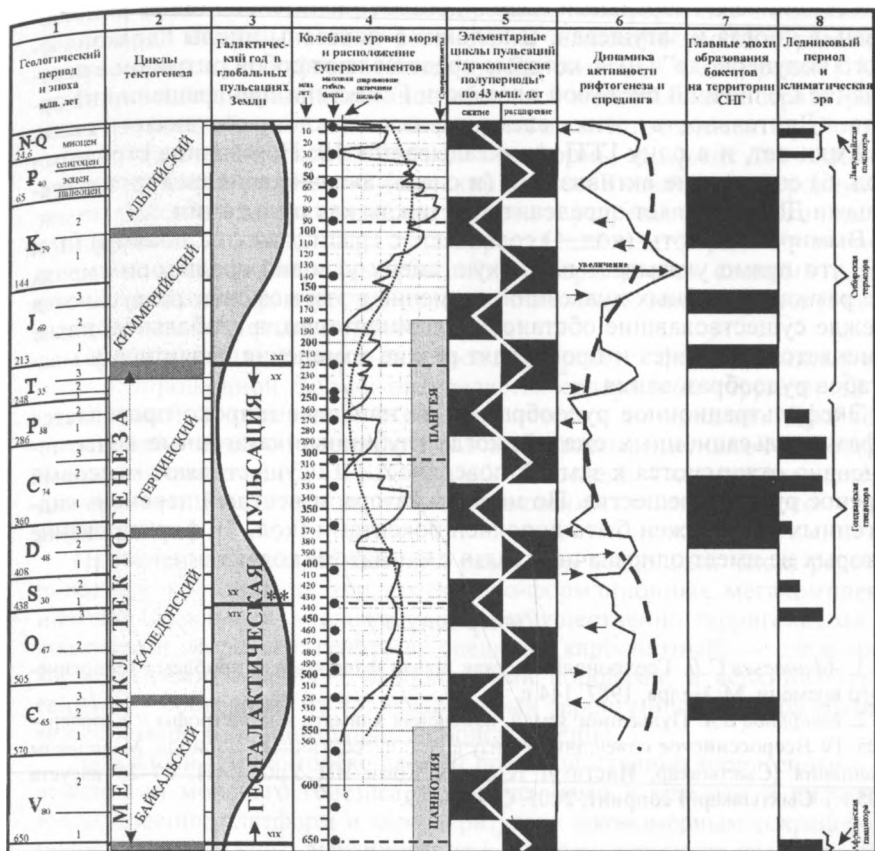
В основу построений легли обобщающие работы отечественных исследователей: С.Л. Афанасьева, А.А. Баренбаума, Н.А. Божко, Г.Ф. Лунсгергаузена, Л.И. Панкуля, Д.Г. Сапожникова, К.Б. Сеславинского, С.А. Ушакова, В.Е. Хаина, Н.М. Чумакова, Н.А. Ясаманова и др. (несколько подробнее об этом в [2]).

Пульсационная кривая (колонка 3) является копией аппроксимации кривой динамики активности рифтогенеза и спрединга (кол. 6). На нее вынесены границы галактических годов (ГГ), что позволило выделить геогалактические пульсации (ГГП). Очевидно, что каждый ГГ начинается завершением стабильного состояния фазы активности (или пассивности) спрединга и длится практически всю фазу, что позволяет оценить длительность каждой из фаз в 216 млн. лет, а всю ГГП – в 432 млн. лет. За начало пульсации (и за окончание предыдущей) принимаем границу между XX и XXI годами. Одной ГГП в целом соответствует выделяемый нами мегацикл тектогенеза (кол. 2).

Кривая колебания уровня моря, по Р. Вейлу и др. [1] (кол. 4), аппроксимирована пунктирной линией. Последняя удивительно точно повторяет кривую ГГП, что на наш взгляд, во-первых, является неоспоримым доказательством пульсационного развития Земли, а во-вторых – прямо указывает на связь глобальных талассократических обстановок с активизацией рифтогенеза и спрединга, а обстановок геократических – с минимальным развитием этих процессов. При этом расположение суперконтинентов Паннотии и Пангеи относительно *пульсационной* кривой указывает на то, что в пассивную фазу сокращался радиус планеты и происходило общее **сжатие земной коры**.

¹³ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск; v-pif@sniiggims.ru

Сопоставление глобальных событий венда – фанерозоя



В таблице видно, что с максимальным сжатием сопряжен весь герцинский цикл тектогенеза. В это время устанавливаются разнообразные литогеохимические обстановки напряжения на континентах и их окраинах и интенсифицируется глубоководное осадконакопление. Активно метаморфизуются древние породы, а в осадочном чехле накапливаются толщи грубого терригенного материала.

В галасократические фазы расширения планеты происходит дробление суперконтинентов, формируются многочисленные и разнообразные ландшафтные литогидродинамические обстановки. Преобладает мелководное осадконакопление, на континентах формируются мощные и обширные коры выветривания. Существенную долю составляет сопряженное с вулканизмом гидротермальное рудообразование.

При этом, на общие литодинамические тенденции циклофаз ГПП закономерно накладываются частные обстановки более мелких циклов, вследствие чего глобальный план в деталях значительно более разнообразен, а иногда и затушеван. В колонке 5 показаны циклы “драконического полупериода” (ДП), которые представляют собой ритмичное пересечение Солнечной системой плоскости Галактики при вращении на орбите. Длительность этих элементарных циклов составляет около 43,2 млн лет, и в одну ГПП их укладывается 10. Показанное стрелками (кол. 6) совпадение активизации (и спада) активности спрединга с границами ДП, позволяет определить эти циклы как **пульсации**.

Вымирения биоты (кол. 4) совпадают с границами (и с пиками) ГГ и ДП, что прямо указывает на резкую смену условий среды при сменах фаз разномасштабных пульсаций, и именно в эти моменты разрушаются прежде существовавшие обстановки седиментации, в глобальном плане изменяется литогенез и происходят резкие изменения характера и масштабов рудообразования.

Эксфильтрационное рудообразование наиболее широко проявляется в фазы пульсационных сжатий, когда глубинные катагенные воды интенсивно отжимаются к земной поверхности и осуществляют массовый перенос рудного вещества. По мнению автора, известный перечень гидrogenных руд должен быть дополнен бокситами (кол. 7), формирование которых не имеет однозначной связи с климатом (кол. 8).

Литература

1. *Афанасьев С.Л.* Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени. М: Недра, 1987. 144 с.

2. *Епифанов В.А.* Пульсации Земли, изменения климата и катастрофы // Квартер – 2005. IV Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: Материалы совещания (Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 23–26 августа 2005 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 127–129.

А.М. Жарков¹⁴

Эволюция пороодообразования на древних платформах

Одним из основных результатов архейско-раннепротерозойского этапа развития Земли явилось формирование коры континентального типа. Заложенные в этот период кратоны составляют около 70 % современной платформенной суши. Поскольку древние платформы прошли

¹⁴ Всероссийский нефтяной научно-исследовательский институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург; ins@vniagri.spb.su

одинаковые этапы геологического развития, то можно предполагать близкую эволюцию породообразования в их пределах. Из имеющихся на планете семи наиболее крупных древних платформ две находятся на территории России, поэтому рассмотрим эволюцию породообразования на примере этих платформ – Восточно-Европейской и Сибирской [1].

Разрезы осадочных бассейнов обладают максимальной стратиграфической полнотой, поэтому используем их в качестве элемента районирования. Осадочный чехол Сибирской платформы содержит два осадочно-породных бассейна: Лено-Тунгусский и Лено-Виллюйский. Строение каждого бассейна характеризуется типовыми разрезами. Аналогичная ситуация имеет место на Восточно-Европейской платформе. Из типовых разрезов осадочно-породных бассейнов формируется сводный разрез, пропорционально распространенности отдельных типов разреза и пород в осадочном чехле платформы (рисунок).

Сформированный сводный разрез подвергается формационному анализу в упрощенной форме: определяется содержание терригенной составляющей в отдельных стратиграфических интервалах. Дробность стратиграфического интервала в рассматриваемых случаях соответствует уровню системы (С, О, S, D и т. д.) или отдела и зависит главным образом от мощности отложений, отвечающих стратиграфическому подразделению.

Проведенный анализ позволил разделить осадочный чехол рассматриваемых кратонов на три структурно-формационных мегакомплекса: нижний (базальный) – сложенный преимущественно терригенными отложениями морского генезиса, средний (карбонатный) – сложенный карбонатными, соленосно-карбонатными породами, и верхний (терригенный) – состоящий из полифациальных терригенных осадков в значительной мере континентального происхождения.

Базальный мегакомплекс сложен преимущественно терригенными отложениями морского генезиса, приуроченными к краевым и рифтовым зонам древних платформ и характеризуется закономерным сокращением мощности до полного выклинивания к внутреннему полюсу кратонов. Возраст отложений мегакомплекса для Сибирской платформы верхнепротерозойский, для Восточно-Европейской – рифейско-кембрийский. Карбонатный мегакомплекс распространен повсеместно и имеет выдержанные мощности отложений. На Сибирской платформе возраст отложений мегакомплекса кембрийско-девонский, а на Восточно-Европейской – ордовикско-пермский. Завершающий разрез осадочного чехла терригенный мегакомплекс распространен по всей площади платформы. Мощности отложений мегакомплекса не выдержаны, отмечается тенденция их увеличения к краевым и депрессионным зонам платформы. Возраст отложений на Сибирской платформе каменноугольно-четвертичный, а на Восточно-Европейской – триасово-четвертичный.

Геологическая модель формирования осадочного чехла представляется следующей. К началу позднего протерозоя, пройдя период актив-

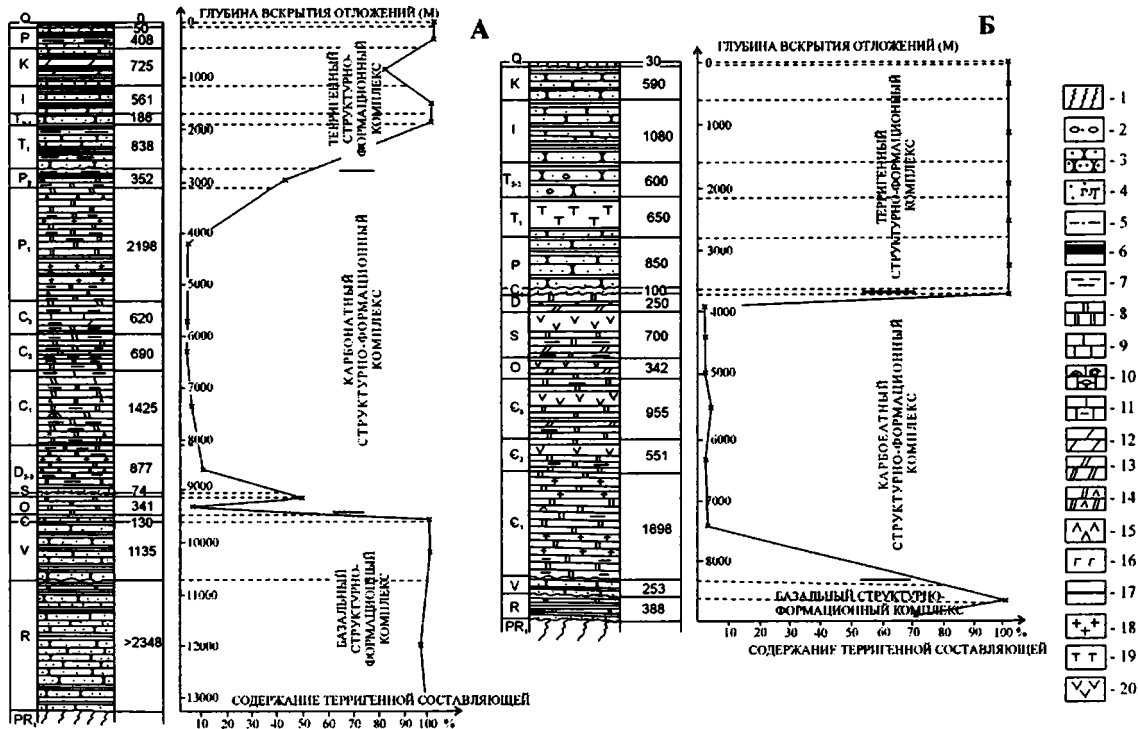


Рис. Характеристика разреза осадочного чехла платформ

Платформы: А – Восточно-Европейская; Б – Сибирская. 1 – кристаллические породы фундамента, 2 – гравелиты, 3 – песчаники, 4 – пески глауконитовые, 5 – алевролиты, 6 – аргиллиты, 7 – глины, 8 – доломиты, 9 – известняки, 10 – известняки органогенные, 11 – известняки глинистые, 12 – мергели известковые, 13 – мергели доломитовые, 14 – доломиты с ангидритами, 15 – ангидриты, 16 – гипс, 17 – угли, 18 – соль, 19 – туффиты, туфы, 20 – долериты

ной гранитизации, образованные кратоны занимали позицию высокого стояния относительно уровня Мирового океана. Накопление отложений базального мегакомплекса отвечает условиям постепенного затопления гипсометрически наиболее пониженных перикратонных зон платформ. Накапливающиеся в краевой части кратона осадки базального мегакомплекса формируются за счет сноса материала с пенепленизированной поверхности кратона и размыва кор выветривания затопленной морем перикратонной зоны. Как только уровень океанического бассейна достигает верхней точки области перикратонного опускания, пенепленизированная поверхность кратона быстро затопляется. В окне образуются огромные, с уплощенной поверхностью осадконакопления банки, на которых из-за разницы в глубинах утрачивается связь с океанической средой, возрастает рН и осуществляется карбонатонакопление. В дальнейшем, на стадии завершения накопления отложений карбонатного мегакомплекса, погружение сменяется воздыманием и терригенный структурно-формационный мегакомплекс формируется в условиях высокого стояния платформы за счет размыва и переотложения подстилающих толщ или горного обрамления кратона.

Породообразование на древних платформах имеет направленный характер и может быть сопоставлено с трансгрессивно-регрессивным осадочным циклом. Терригенные отложения базального комплекса имеют трансгрессивную природу и соответствуют начальному этапу седиментационного цикла. Карбонатные отложения соответствуют фазе инундации – максимального затопления платформы. Верхний терригенный комплекс отвечает фазам регрессии и эмерсии, когда морской бассейн мелеет, затем отступает и поверхность глыбы поднимается выше уровня моря.

Таким образом, эволюция породообразования на древних платформах не связана с каким-либо временным интервалом, а обуславливается определенным этапом развития кратонов и имеет направленный циклический характер.

Литература

1. Белонин М.Д. и др. Газовый потенциал Восточной Сибири и Дальнего Востока / Докл. юбил. конф. "Нефтегазовая геология на рубеже веков". Т. 3. СПб., 1999. С. 89–98.

Процессы осадконакопления в подвижном поясе палеозойд Урала – отражение обстановок в геодинамическом цикле ограниченной масштабности

Тип эволюции в цикле ограниченной масштабности выделен на материалах изучения палеозойд Урала [1–3 и др.]. Важные для понимания процессов и обстановок осадконакопления отличия его от стандартного цикла Вилсона следующие.

1. Кратковременность режима спрединга (10–20 млн лет) и, вследствие этого, малые масштабы раздвижений – вместо океана в континентальной коре формировались лишь узкие, 40–80 км, офиолитовые трогии с краевыми зонами спрединга щелевого типа, между которыми сохранялась древняя кора с сиалическим слоем. На ней сразу после прекращения спрединга происходил базальтовый и массовый кислый вулканизм и кальдерообразование, в пределах Тагильского трога – в преобладающе наземной обстановке. При этом у подножий многочисленных шлаковых конусов и центров излияний кислых лав отлагались и морские осадки – мелкие линзы яшмоидов с радиоляриями и конодонтами. Прежде они считались глубоководными океаническими, но установленная автором тесная перемежаемость их с характеризующимися ниже наземными образованиями заставляет пересмотреть эти представления, доказывает образование их в мелководных эпизодически возникавших и быстро исчезающих морских заливах.

2. Внутри тех же трогов происходил и вулканизм последующей стадии цикла. По составу продуктов и высокой эксплозивности он сходен с островодужным, но оказался не надсубдукционным по геохимии и происходил во всё более узких грабенах при режиме остаточного рифтогенеза, постепенно затухая. Формировались островные вулканические цепи в шельфовом бассейне с рифообразованием и накоплением тефровых флишоидов в локальных рифтовых прогибах, при полном отсутствии граувакк и более тонких, глинистых, терригенных отложений, хотя именно они формируются на подводных склонах современных островных дуг, где действует мощный фактор гидродинамики океанских побережий.

Обстановки осадконакопления характеризуют следующие выявленные индикаторные образования. 1. Аллювиальные кварцевые конгломераты базальной толщи ордовика борта Тагильского трога. Гальки в них представлены жильным кварцем (80–85 %) и кварцитопесчаниками – материалом размыва горными реками с быстрым течением толщ кварцитопесчаников рифея ближнего обрамления трога, содержащих массу кварцевых жил, более прочных на истирание по сравнению с песчаниками. 2. Серпентинитовые конгломераты и песчаники; послед-

¹⁵ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

ние содержат прослойки магнетитового шлиха, формировались у берега бассейна в силуре вблизи выходов серпентинитов восточного борта трога. 3. Красные агглютинаты, слагающие останцы многочисленных наземных шлаковых конусов в позднеофиолитовом риолит-базальтовом комплексе $O_3-S_1^1$. Они содержат вулканические бомбы закрученных в полете, лепешковидных и других форм, характерных для современных наземных извержений. 4. Там же распространены потоки базальтовых и кислых лав наземных излияний, характеризующиеся отсутствием стекловатых корок (как и у упомянутых бомб) и нередкой окисленностью (краснокаменным обликом) и сильной раскристаллизованностью во внутренних частях потоков, вследствие медленного, длительного остывания в воздушной среде (редко встречающиеся лавы подводных излияний всегда со стекловатыми корками закалки и гиалокластикой в контактах). 5. У подножий наземных вулканических центров среди лав нередки мелкие линзы гравийно-песчаных тефроидов аллювия временных водотоков и конгломераты небольших речек, изредка также песчаные туфы ветрового переувлажнения пеплов с характерной для дюн однонаправленной клиновидной косою слоистостью. 6. Здесь же встречаются морские отложения – линзы яшмоидов с радиоляриями и конодонтами. Мощности их обычно 20–30 см, реже 1–2 м, цвет вишневый, залегают обычно на наземных лавовых потоках (в т. ч. с растрескавшимися поверхностями; яшмоиды заполняют трещины, стенки которых не остеклованы, как это должно быть при подводных излияниях). Непосредственно перекрываются яшмоиды гравийно-песчаными тефроидами мощностью обычно 30–40 см, иногда до 1–3 м, сложенными местным вулканическим материалом, включая обломки вишневых окисленных лав и шлаков – отложениями временных водотоков. Их перекрывают новые потоки лав с признаками наземных излияний. Иногда яшмоиды образуют прослой мощностью 1–2 м в мощных, 10–15 м, линзах аллювиальных конгломератов с рассеянными в них хорошо окатанными валунами и щебнем лиловых лав наземных излияний. Радиолярии в яшмоидах содержатся в отдельных слойках, шаровидные, массивные, всегда с обломанными иглами. Обломки игл остроугольные, не подвергались растворению. Поэтому источником кремнезема, вероятнее всего, были вулканические эксгалляции, выносившие также гидроокислы железа. Характерно полное отсутствие глинистых терригенных отложений. По всей совокупности фактов сделан вывод, что яшмоиды отлагались в мелких заливах, возникших при рифтовых просадках участков вулканической суши. Море проникло и по речным долинам. Обстановки кремненакопления существовали очень недолго, возникавшие впадины заносились наносами по мере выработки местной сети водотоков. Изредка в яшмоидах встречаются прослойки спонголитов с обилием лома тонких игл мелководных губок. В Южно-Уральском сегменте пояса уралид обстановки на офиолитовой стадии цикла были более субмаринные, яшмоиды образуют выдержанные горизонты в девоне и местами в ордовике, но многочисленны и мелкие

линзы среди базальтов, а в разрезах силура морские осадки представлены чаще всего граптолитовыми фациями малых глубин.

На послеофиолитовой стадии цикла вулканизм на всем Урале был в основном наземным. В Тагильском трого цепи вулканов центрального типа обрамлены останцами шлейфов лахаров, содержащих блоки и валуны лав размером до 4–7 м. В сторону морского бассейна центральной части трого они сменяются прибрежно-морскими фациями засоренных обломками рифовых известняков песчаных тефроидов и затем крупными рифовыми постройками, а в некоторых зонах разрезами тефровых флишоидов, заполняющих узкие рифтовые прогибы. По скважине СГ-4 мощности их достигают 2 км. Ритмы имеют очень большие мощности, от 1–4 до 12–35 м, и представлены на 80–90 % андезитовыми и кислыми витротуфами подводных пирокластических потоков. Вверх они градационно сменяются всё более мелкопесчаными разностями и затем темными силицитами с растительными остатками, радиоляриями и конодонтами, отложенными в течение межвулканических пауз. Верхние части ритмов нередко перетолгались маломощными потоками турбидитов. Ширина прогиба с флишоидами – 20 км. Судя по этому, глубины в нем были небольшими. Во всем разрезе отсутствуют граувакки и глинистые отложения, т. е. это не были обстановки подводных склонов островной дуги или континентального склона. Наличие отложений таких обстановок в вулканогенной области пояса палеозойского Урала не доказано. По реконструкциям автора, эта область представляла собой центральную часть более обширного морского бассейна на континентальной коре мобильного Урало-Монгольского пояса. От поступления терригенного материала с соседних платформ ее отгораживали формировавшаяся с ордовика до карбона рифовая платформа области Центрально-Уральского поднятия и, западнее ее, межрифовый прогиб с мелководными терригенно-карбонатными отложениями (в разрезе силура глубокой Тимано-Печорской скважины и др.). В центральной области бассейна в Тагильском и других рифтах с позднего ордовика существовали линейные цепи вулканических островов, но это не были островные дуги современного типа.

Можно предполагать, что охарактеризованный здесь тип эволюции в цикле ограниченной масштабности на палеозойском этапе планетарной эволюции был единственным, а океаны и островные дуги современного типа стали формироваться позднее при большей масштабности мантийной конвекции.

Литература

1. Каретин Ю.С. Палеозойский вулканизм и геодинамика Тагильской мегазоны Урала. Автореферат дисс. ... доктора геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 2004. 44 с.
2. Каретин Ю.С. Эволюция и плюмовая модель палеозойского магматизма Урала / Мат-лы Международн. (X Всероссийск.) петрографического совещания. Т. 1. Апатиты, 2005. С. 88–90.
3. Каретин Ю. С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2000. 277 с.

Эволюция юрских обстановок седиментации на северо-востоке Шаимского мегавала (Западная Сибирь)

Изучение вещественного состава, текстур и цикличности осадочных толщ нефтеносных площадей на северо-востоке Шаимского мегавала, входящего в Приуральскую зону Западно-Сибирского бассейна, позволило охарактеризовать условия образования юрских отложений и выделить генетические типы седиментационных тел, представляющих интерес для доразведки углеводородов.

Локально распространенные ранне-среднеюрские сероцветные терригенные аллювиальные отложения насыщены углефицированными растительными остатками, их стратиграфический объем и мощность сильно варьируют, достигая в наиболее полных разрезах 140 м. Циклиты толщиной от первых сантиметров до первых метров нередко редуцированы. Слагающий их обломочный материал в основании толщи является грубозернистым, не окатан, представлен кварцем и обломками выветрелых пород фундамента из ближних источников сноса. Разработка долин меандрирующими реками отражена в относительно полных аллювиальных циклитах верхней части разреза, содержащих глинистые породы хлорит-каолинит-гидрослюдистого состава, горизонты почв и пласты углей. Природные резервуары в ранне-среднеюрских отложениях представлены маломощными алевропесчаными телами русел и прирусловых валов, формирующих пласты группы Ю тюменской свиты, перекрытые локальными флюидоупорами.

Более широко распространены песчано-алевритовые накопления раннего оксфорда с сохранившейся от последующего размыва мощностью до 20 м. Они слагают нижнюю часть абалакской свиты и характеризуются циклитами толщиной более 1 м. Породы обладают преимущественно бежевой и желтой окрасками, отличаются от среднеюрских терригенных отложений усложнением минерального состава. На Потанайской площади в пределах территории исследования они слагают основной продуктивный пласт Ю₁², представленный образованиями наземной и подводной дельты. Приустьевые валы береговой зоны располагаются субмеридионально и прерывистой дугой окаймляют зону развития песчаных продуктивных тел [1]. В восточном направлении алевропесчаный материал резко иссыкает, замещаясь относительно более глубоководными глинистыми отложениями.

Обломочные компоненты алевропесчаных дельтовых накоплений пласта Ю₁² характеризуются снизу вверх по разрезу сменой состава от олигомиктового до полимиктового. Это объясняется, с одной стороны,

¹⁶ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; evgem@geol.msu.ru

изменениями в петрофонде областей сноса и появлением среди них новых источников обломочного материала, с другой стороны – аридизацией климата. Признаками его засушливости являются отсутствие прослоев углей, карбонатность отложений даже из палеозоны наземной дельты, увеличение степени полимиктовости песчаников и алевролитов за счет возрастания доли полевых шпатов и появления фрагментов вулканокластической природы, а также изменение в составе глинистых минералов. Постепенно из ранее упомянутой их ассоциации исчезает каолинит и постоянным компонентом становятся смешанослойные монтмориллонит-гидрослюдистые образования.

Еще одним из признаков, позволяющих оценить направленность изменений условий седиментации, является типоморфизм зерен кварца. В отложениях ранне-среднеюрского возраста они угловатые и полуокатанные, слабо корродированные, иногда нарушены трещинами, имеют преимущественно волнистое погасание, содержат газовойжидкие и прозрачные минеральные включения. В раннеоксфордских отложениях кварц имеет нормальное погасание, среди включений, помимо вышеуказанных видов, наблюдаются рудные минералы. К названным формам добавляются удлиненные и гипидиоморфные зерна. Для кварца характерны коррозия и регенерация, некоторые зерна имеют железистые рубашки, возникновение которых может быть результатом эоловых процессов [2].

В позднем оксфорде – кимеридже в пределах исследуемой территории располагался островной шельф трансгрессирующего бассейна. Специфика условий осадконакопления отразилась в составе и строении верхней части абалакской свиты, образующей пласт Ю₁¹ толщиной до 25–30 м. В разрезах многих скважин он представлен неравномерным контрастным чередованием черных полиминеральных бескарбонатных глин, содержащих гнезда ярко-зеленых глауконитов, и маломощных светлоокрашенных (белых и розовых) карбонатных брекчий, которые образуют короткие подводные шлейфы. Последние сложены поступавшими с карбонатных банок фрагментами водорослевых известняков и включениями крупных онколитов, в составе которых распространены марганцевые формы карбонатов, в том числе родохрозит. Сильно варьирующим по количеству наполнителем в брекчиях служит черный глинистый материал фоновой тонкопелитовой седиментации. В отдельных участках островного шельфа прослеживаются следы подводной дельтовой седиментации, обусловившей песчаный состав пласта Ю₁¹, но распространение песчаных тел в столь сложной фациальной зоне прихотливо и локально.

Цикл юрской седиментации завершился в волжском веке накоплением морских осадков толщиной до 80 м, обогащенных органическим сапропелевым веществом. Они перекрыли трансгрессивно более древние свиты юрского возраста и доюрские образования. На западе территории наблюдается глинисто-алевритовая тутлеймская свита, на востоке – глинисто-биогенно-кремнистая баженовская свита, выступающая в роли региональной генерирующей и флюидоупорной толщи. Особенности при-

родных резервуаров в этих отложениях в значительной мере зависят от процессов постседиментационных преобразований метастабильных породообразующих глинистых и биогенно-кремнистых компонентов, что необходимо учитывать при прогнозе физико-литологических свойств пласта Ю₀, выделяемого в верхней части юрского нефтегазоносного комплекса.

Цикл юрской седиментации явился главным фактором формирования самостоятельного нефтегазоносного комплекса, в котором преобладают ловушки литологического типа. Их возникновение на ранней и средней стадиях цикла связано преимущественно с аллювиальными и дельтовыми обстановками седиментогенеза. Исходный глинисто-биогенно-кремнистый состав морских отложений заключительной стадии обусловил образование регионального флюидоупора. Постседиментационные преобразования отложений баженновской свиты вызвали локальные инверсии физико-литологических свойств и формирование катагенетических ловушек в верхней части комплекса.

Литература

1. Карношина Е.Е., Коробова Н.И., Корзун А.Л. Литофациальный прогноз строения верхнеюрского продуктивного пласта Потанайской нефтеносной площади (Западная Сибирь) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2005. № 2. С. 38–48.

2. Марданова С.Р. Типоморфные особенности кварца в продуктивной толще нефтяного месторождения Потанай (Западная Сибирь) / Актуальные проблемы в геологии и геохимии нефти и газа (памяти Б.А. Соколова и В.В. Семеновича). Материалы седьмой Международной конференции “Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа”. М.: ГЕОС, 2004. С. 331–332.

Е.В. Карпова¹⁷

Седиментационно-элювиальная цикличность и длительность перерывов на примере позднедевонского палеобассейна Центрального девонского поля

Одна из основных проблем литологии – количественная оценка фаз седиментации и фаз ее отсутствия (перерывов седиментации). Более 30 лет назад Д.В. Наливкин писал о том, что в разрезах фанерозоя документально зарегистрировано всего лишь 60 млн лет, а остальные сотни миллионов лет приходятся на перерывы [1]. По мнению немецкого палеонтолога и стратиграфа О. Шиндевольфа, “осадочными породами как до-

¹⁷ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет; karpoff_2002@tochka.ru

кументами наглядно подтверждается лишь ничтожный промежуток геологического времени” [6]. К решению этой проблемы должен применяться комплексный подход, в основе своей содержащий детальную стратиграфию и литологию.

Наиболее удобным объектом для оценки продолжительности гиатусов являются отложения платформенных формаций, особенно карбонатные. Один из таких объектов – Центральное девонское поле Восточно-Европейской платформы. Значительный интерес представляют хорошо изученные верхнефранско-фаменские отложения. Они сложены известняками, часто доломитовыми и доломитистыми, и известковыми глинами, слагающими подчиненные слои. Обычны глауконитовые прослои (до 10 см) и ризолитовые выполнения в фигурных известняках. Литотипы многообразны: известняки пелитоморфные однородные биотурбированные, реже тонкослоистые, с сульфидами или без них (мадстоуны); известняки тонко- и мелкозернистые с пелитоморфным заполнителем (пакстоуны и вакстоуны); известняки песчаной структуры, отмытые, горизонтально- и косослоистые (грейнстоуны); известняки полибиокластовые с различной структурой (биоспариты); известняки биоморфные коралловодорослевые и цианобионтные, нередко сфероагрегатные, (баундстоуны или биолититы); известняки конглобрекчиевые моноседикластовые; известняки фигурные с ризолитами глауконита и известковой щебенкой; глины сильноизвестковые, однородные, биотурбированные, нередко со шнурковой структурой, переходящие в сильноглинистый известняк. Генетические типы разнообразны: это тиховодные застойные отложения лагун и западин шельфового моря; штормовые разной интенсивности; волновые и течениевые; прибрежные и отмельные; а также подводного элювия – панцири, гальмиролититы, развалы, горизонты конденсации.

Строение разрезов цикличное, определяемое основными циклически сменявшимися процессами седиментации и деструктивными явлениями. Наиболее крупный перерыв – на границе франского и фаменского яруса – разделяет донской и липецкий этапы седиментации. Границы более мелких этапов осадконакопления совпадают с биостратиграфической зональностью. Цикличность многогранная. Выделяется 3–4 ранга. Наиболее элементарные имеют сантиметровые и дециметровые толщины.

Так, в разрезе Горностаевского карьера циклиты имеют двух- или трехчленное строение. Это известняки пелитоморфные сильноглинистые, однородные, биотурбированные, толщиной 10 см. Выше – известняки биоморфные коралловодорослевые, плотные, доломитовые, толщиной 15 см. В верхней части – известняки те же с большим количеством седикластов, в кровле которых отмечается хорошо развитое твердое дно, с вертикальными поверхностями раздела и горизонтальными слепками ходов и нор организмов.

В разрезе с. Зяброво, представленном известняками биокластовыми и известняками глинистыми, наблюдается 6 горизонтов зрелых панцирей, толщиной примерно 0,5 м, расположенных через 1 м, иногда через 2 м,

хорошо выделяемых зонами ожелезнения вмещающих пород. Они обнаруживают хорошо развитые ходы и норы организмов, заполненные глауконитом или кальцитом. В кровле панциря наблюдается каменистый развал – конглобрекчиевые моноседикластовые известняки, часто ожелезненные, со следами сверлений. Обломки сочетают окатанные и остроугольные формы, они не сортированы, не слоисты, иногда наблюдается неотчлененность целиков от подстилающей материнской породы. Заполнитель между останцами – кальцит или осадок, накапливающийся после паузы в осадконакоплении.

В разрезе с. Пожилино горизонты зрелых панцирей наблюдаются в среднем каждые 40–50 см и имеют толщину 20–40 см. Наблюдающиеся ходы и норы заполнены разностадийными глауконитом, доломитом, кальцитом, пространство между целиками – также глауконитом и кальцитом. В верхних частях обнаружены гальмиролититы – прослой сконденсированного глауконитового песка и слабосцементированных песчаников толщиной 5–7 см.

Таким образом, однородные или разнородные по строению седиментационно-элювиальные циклиты образуют элементарную и мезоцикличность, их формируют и им сопутствуют процессы биотурбации, физико-биохимической дезинтеграции и гальмиролиза [2].

Количественная оценка длительности выявленных перерывов седиментации производилась исходя из знания скоростей формирования перерывных образований и скоростей седиментации (применительно к современным осадкам).

Известно, что наиболее быстрый процесс биотурбирования протекает со скоростью миллиметры в год; образование панцирей – миллиметры в десятки лет (очевидны в себкхах, при осушении Б. Севана); медленнее происходит формирование каменистых развалов, а глауконитовые гальмиролититы образуются десятки тысяч лет [5].

Скорости формирования вмещающих отложений восстановлены по известным скоростям седиментации аналогичных современных осадков, по [3]. Расчеты показывают, что время доказанной отложениями седиментации составляет от 45 до 35 % продолжительности всего времени осадконакопления. На перерывы приходится 55–65 % времени.

Вероятнее всего, полученные цифры занижены. Так, на примере пермских отложений Мелекесской впадины показано, что длительность перерывов охватывает около 95,4 % всей длительности геологического времени. Расчет производился на основе фрактальной модели [4].

Приводимые здесь расчеты приблизительны и не могут считаться абсолютными. Однако, в данном случае, не так важна точная цифра, важен установленный факт: суммарное время перерывов превосходит суммарное время седиментации.

Исследования поддержаны грантом Президента РФ МК-7235.2006.5.

1. Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Конаевич Л.Ф., Найдин Д.П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 163 с.
2. Карпова Е.В. Седименто- и литогенез отложений девона Воронежской антеклизы. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2004. 24 с.
3. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
4. Нургалиева Н.Г. Фрактальная природа стратиграфической записи: пермские осадочные разрезы стратотипической области // Георесурсы. 2003. № 2. С. 10–17.
5. Фролов В. Т. Глобальность выветривания // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1994. № 5. С. 31–42.
6. Шиндewolf О. Стратиграфия и стратотип. Пер. с нем. под ред. М.А. Пергамента. М.: Мир, 1975. 136 с.

Ю.А. Лаврушин¹⁸, Г.В. Холмовой¹⁹

Эволюция аллювиального осадконакопления в геологической истории Восточно-Европейской платформы

Можно с уверенностью утверждать, что первые реки на Земле как пути локализованного постоянного стока поверхностных вод появились с возникновением атмосферы, континентов и морских бассейнов, то есть с раннего протерозоя. К сожалению, следы их деятельности в виде эрозионных форм рельефа и аллювиальных отложений крайне затруднены для распознавания в связи с последующими преобразованиями.

Самые ранние и достаточно очевидные аллювиальные образования описаны в разрезах рифея и венда Восточно-Европейской платформы. Особенности аллювия этих древнейших рек (эорек, по Г.И. Горецкому [1]) являются: 1) принадлежность к долинному типу, то есть залегание в глубоких и узких долинах, привязанных устьями к грабенам, которые были в то время приемными бассейнами; 2) констративное многоярусное строение толщ мощностью до 700 м с мощностями отдельных аллювиальных свит 15–30 м; 3) как результат слабой дифференциации аллювия, отсутствие фаций поймы и стариц, слабая выраженность базального горизонта; 4) высокая степень сортировки и мономинеральности русловых песков.

В качестве примера такого аллювия в рифее можно привести оршанскую свиту Клинцовского грабена и каверинско-сомовскую серию Пачелмского прогиба [2].

¹⁸ Геологический институт РАН, Москва; lavrushin@ginras.ru

¹⁹ Воронежский государственный университет, Воронеж; kholmovoy@mail.ru

Палеозойские протореки, особенно девонские, каменноугольные и пермские, оставили очень наглядные аллювиальные образования, изучавшиеся многими исследователями. Их отличает: 1) как долинный, так и площадной морфотипы аллювия; 2) древовидная разнопорядковая эрозийная сеть долин с устьями в эпиконтинентальных морских бассейнах, существовавших в прогибах и синеклизах; 3) в приустьевых зонах долин – прослой мелководно-морских отложений; 4) дифференциация аллювия на русловые, пойменные и реже старичные фации, с хорошо выраженным базальным горизонтом; 5) многоярусное констративное строение с мощностями разнопорядковых ритмов от 10 до 50 м; 6) вогнутое днище аллювия. Кроме хорошо изученных аллювиальных свит карбона и перми, в качестве примера можно также упомянуть аллювий морсовской толщи эйфельского яруса и мамонской серии верхнефранского – среднефаменского подъярусов девона Воронежской антеклизы [2].

Мезозойские протореки (среднеюрские, раннемеловые) характеризуются теми же признаками с небольшими отличиями: более четко выраженной дифференциацией аллювия на русловой и пойменный, с базальным горизонтом, а также несколько меньшими мощностями отдельных аллювиальных свит и их констративных накоплений. Об этом можно судить по орельской свите байосского яруса юры и по латненской серии апта Воронежской антеклизы [2].

Кайнозойские реки хорошо изучены, начиная с неогена, так как палеогеновый аллювий на Восточно-Европейской платформе крайне проблематичен. На территории Среднерусской возвышенности и в бассейне Дона можно наблюдать все этапы развития речной сети, которые представляются достаточно закономерными.

Раннемиоценовый начальный этап заложения гидросети характеризуется аллювием площадного типа, маломощным и недифференцированным, плохо сортированным, слагающим шапкинскую аллювиальную равнину Среднерусской возвышенности и последующую байчуровскую палеодолину на востоке Окско-Донской равнины.

Средне-позднемиоценовый этап резко отличается локализованностью аллювия в глубоко врезанной основной долине, большими мощностями аллювиальных свит, намечающейся дифференциацией фаций с раздувами мощностей пойменных глин в осевой зоне долины. В притоках аллювий выделяется также повышенными мощностями, крутыми продольными уклонами и отсутствием фациальной дифференциации. Как и в основной долине, сочетается прислонение и настиление свит с образованием двух крупных седиментационных ритмов. К этому этапу принадлежат уваровская, тамбовская, сосновская и горелкинская свиты Окско-Донской равнины.

Плиоценовый этап характеризуется формированием площадного аллювия, с несколько повышенной мощностью, отчетливой дифференциацией фаций в аллювии долин всех порядков, линейным типом миграции русла. В основной долине он представлен аллювиальными равнинами

ниже- и верхнеусманской, урывской и белогорской свит, залегающих последовательно на более низких уровнях и со смещением вправо.

В течение всего неогена основная долина принадлежала, очевидно, крупнейшей реке континента, сравнимой с самыми крупными современными реками.

Эоплейстоценовый этап представлен аллювием трех констративно наслоенных свит, площадного типа, с признаками перигляциального режима в нижней из них. Он формировался в условиях изменчивого и менее масштабного потока, что отчасти было обусловлено сокращением площади бассейна.

Раннеэоплейстоценовый доледниковый этап развития охватывает прислоняющиеся и настилающиеся аллювиальные свиты долинного типа, со слабой и нарастающей констративностью, слабой выраженностью перигляциального режима в холодных интервалах, меандровым типом миграции русла и параметрами небольшой реки порядка современного Дона. Сюда входят петропавловская, покровская, ильинская и крутоярская свиты, объединяемые в южноворонежскую серию.

Донской ледниковый этап во внеледниковой области представлен хорошо выраженным перигляциальным аллювием.

Последонской этап, охватывающий формирование аллювия четырех надпойменных террас с их подуровнями и поймы, выделяется двучленным строением аллювиальных комплексов, состоящих из гумидных и перигляциальных свит, имеющих небольшие мощности и выдержанные условия залегания.

Направленность развития аллювиального процесса выражается при этом в последовательном усложнении и уменьшении размеров аллювиальных тел, нарастании степени фациальной дифференциации, появлении перигляциальных свит с новыми фациальными типами аллювия. Основным фактором аллювиального осадконакопления является изменение климата в течение неогена и антропогена – появление сухих сезонов, снегового покрова, покровных оледенений.

Таким образом, основные литофациальные и морфологические типы аллювия в геологической истории сложились довольно рано. Можно выделить два главных рубежа в эволюции аллювиального осадконакопления: 1) раннепалеозойский, с которого существуют реки, имеющие современные аналоги, и 2) предчетвертичный рубеж, с которого формируется все многообразие типов и форм аллювия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 05-05-65084.

Литература

1. *Горецкий Г.И.* Палеопотамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона. Минск, 1982. 248 с.
2. *Савко А.Д.* Геология Воронежской антеклизы / Труды НИИ геологии ВГУ. Вып. 12. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2002. 165 с.

Нептуническая модель периодичности осадко- и рудообразования

Глобальные изменения происходят одновременно во всех подсистемах биосферы: живом веществе, гидросфере, тропосфере и верхней части литосферы – и фиксируются в продуктах на ее выходе – осадочных породах и полезных ископаемых. Наиболее мощные из них представляют смены ледниковых периодов безледниковыми и наоборот. Существует и целый спектр глобальных изменений [1], связанный с биосферными ритмами (от порядка 90 млн лет и менее).

В фанерозойской истории Земли выделяется четыре крупных ледниковых периода: в конце венда – начале кембрия, в конце ордовика – силуре, в среднем карбоне – перми и современный [2]. Начала и завершения ледниковых периодов выглядят парадоксально. Все они начинаются на фоне высокого положения уровня океана, максимуме карбонатакопления, потепления и гумидизации климата, а завершаются, наоборот, на фоне низкого положения уровня океана, похолодания и резкой аридизации климата. Уже сама по себе эта парадоксальность указывает на автоколебательную природу явления.

Естественно, температуры глубинных и промежуточных вод океана в ледниковые периоды были такими же низкими – от $-0,5$ до $+5$ °С, – как и теперь, а их температуры в безледниковые периоды были такими же высокими – от -11 до 20 °С [3], – как в мелу. Следовательно, в течение фанерозоя холодный океан несколько раз сменялся теплым, а теплый – холодным. Таких переходных периодов в фанерозое было шесть. Это самые богатые полезными ископаемыми стратиграфические уровни в истории Земли.

Если теплый океан стратифицирован преимущественно по солёности, то холодный – по температуре. Поэтому при смене теплого океана на холодный происходит смена стратификации океанских вод по солёности на стратификацию по температуре. Стратификация по температуре может формироваться только за счет полярных “холодильников”, а по солёности – за счет прогрева и испарения вод в аридных широтах. В результате, при формировании стратификации по температуре глубинные воды двигаются от полюсов к экватору, а по солёности – от экватора к полюсам. Естественно, формирование стратификации по температуре может начаться в случае приостановки океанских течений и полном господстве стратификации по солёности на фоне теплого гумидного климата, когда теплые глубинные воды перестают поступать в полярные бассейны, а по солёности – тоже при остановке океанских течений, но

²⁰ Геологический институт РАН, Москва; gablina@ilran.ru

при господстве стратификации по температуре на фоне оледенения и резкой аридизации климата. Таким образом, смена стратификаций океанских вод и климатические изменения происходят в автоколебательном режиме: предельное развитие теплого океана – причина смены его холодным и наоборот. Образование и разрушение материковых оледенений сопровождается изменениями скорости вращения Земли, что отражается на вулканизме и тектонике, а отдельные импакты инициируют вступления углеродистых фаз биосферных ритмов.

Предложенная модель подтверждается палеогеографическими реконструкциями для последних 300 млн. лет [2]. За это время биосфера прошла полный цикл климатических изменений: ледниковый климат в среднем карбоне – перми, безледниковый в мезозое и ледниковый в кайнозое, который еще не завершился. Соответственно менялась и стратификация вод океана. Стратификации формировались порциями, о чем свидетельствуют мезозойский и кайнозойский ритмокаскады фрактальных биосферных ритмов. В сеномане по фораминиферам К.И. Кузнецовой и О.А. Корчагиным [2] устанавливается “особая циркуляция, при которой глубинные воды перемещались от экватора к полюсам, а поверхностные от полюсов к экватору на фоне возросшей стратификации водной колонки”, а в конце кампана – начале маастрихта уже устанавливается перемещение глубинных вод к экватору, а поверхностных – от экватора к полюсам. Смена стратификации тихоокеанских вод по солености на стратификацию по температуре зафиксирована для начала кайнозоя И.А. Басовым [4].

Автоколебания биосферы служат механизмом ее гомеостаза, а для согласования своих подсистем биосфера вынуждена использовать космическое расписание.

Таким образом, суть нептунической модели в том, что Мировой океан служит “кухней глобальных изменений”, обуславливающих периодичность осадко- и рудонакопления.

Литература

1. *Малиновский Ю.М.* Биосферные основы литологии. М.: Изд-во РУДН, 2003. 111 с.
2. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 105–123.
3. *Basov I.A.* Paleogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Sites 883 and 884, Detroit Seamount (Subarctic Pacific) / *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results.* 1995. V. 145. P. 157–170.
4. *Huber B.T., Norris R.D., Macleod K.G.* Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // *Geology.* 2000. V. 30. N 2. P. 123–126.

Особенности глобальной цикличности осадкообразования в фанерозое

Общая масса осадочных пород представляет собой глобальный продукт взаимосвязи живого вещества с литосферой, мантией, гидросферой и атмосферой.

Использование расчетов кислородного баланса планеты и общей модели материального обмена внешних геосфер позволило В.И. Молчанову и В.В. Параеву уточнить количественные оценки объема стратисферы в различные геологические эпохи [1].

На рисунке (А) представлен график (1а), характеризующий вариации общей массы осадочных пород (в 10^{15} т) в пределах фанерозоя. На графике 1б представлены значения дипольного момента (ДМ) для соответствующих геологических эпох (по материалам [2]).

Привлечение для анализа характеристик ДМ связано с нашей гипотезой о пространственном совпадении гравитационного и магнитного центров в недрах Земли, что дает в руки материал для анализа гравитационной устойчивости планеты, влияющей на скорость осевого вращения. Малый ДМ может быть свойственен приэкваториальному положению материков, как наиболее гравитационно устойчивому состоянию. Высокий ДМ характерен для сгущения материковых масс в высоких широтах.

Наиболее существенной особенностью эволюции стратисферы во времени и эволюции ДМ является циклический характер процесса. Анализ графиков показывает, что полный цикл накопления осадочных толщ, фиксируемый по экстремальным значениям, соответствует промежутку времени, равному аномалистическому галактическому году (≈ 170 млн лет), но с учетом переходных периодов, длящихся 10–30 млн лет между экстремумами усиления или падения темпов осадконакопления, общая длительность цикла формирования стратисферы, так же как и цикла изменения ДМ, оказывается равной сидерическому галактическому году ≈ 215 млн лет (рисунок, графики 2а, 2б).

Таким образом, еще раз подтверждается, что длиннопериодическая цикличность важнейших геологических процессов связана с движением планеты в составе Солнечной системы по галактической орбите вокруг центра Галактики. Участки между апогалактием и перигалактием характеризуются наибольшими величинами приращения гравитационного потенциала Галактики [4]. Оказалось, что интервалах от апогалактия к перигалактию (420–337, 250–165, 78–0 млн лет) фиксируется сильная обратная связь между ДМ и накоплением пород стратисферы. Коэффициент корреляции Спирмена $r = -0,8$. В интервалах от перигалактия к апо-

²¹ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург; pinski@mail.rcom.ru

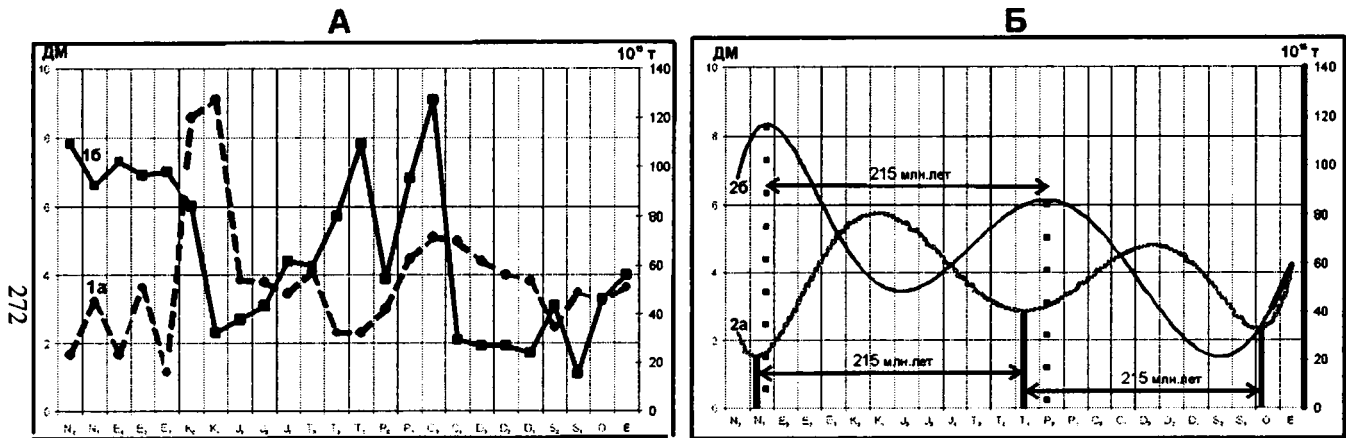


Рис. 1а – вариации общей массы пород стратиферы (в 10^{15} т), 1б – вариации дипольного момента (ДМ) в фанерозое, 2а – циклический характер изменения общей массы пород стратиферы, 2б – циклический характер изменения дипольного момента в фанерозое

галактию (507–420, 337–250, 165–78 млн лет) подобные связи нарушаются и намечается слабая прямая пропорциональность с коэффициентом корреляции $r = +0,28$. Характерно, что экстремумы ДМ опережают экстремальные пункты накопления общей массы осадочных пород примерно на 10–30 млн лет (рисунок, график 26). Это и есть тот переходный период, в течение которого геоид изменяет свою форму, подстраиваясь к изменению скорости вращения и отклонению положения оси вращения.

Своеобразные нелинейные связи между ДМ и массой пород стратисферы интерпретируются следующим образом. В периоды усиления гравитационного потенциала Галактики (от апогалактия к перигалактию), совмещенные с ослаблением интенсивности магнитного поля и уменьшением дипольного момента, вследствие понижения защитных свойств магнитосферы от жесткого солнечного излучения и геократического характера эпох (суша, регрессии), количество осадочных образований уменьшается (по нашей оценке, в среднем приблизительно в 2 раза). Но чем меньше значение ДМ, тем более уравновешенны гравитационные силы при осевом вращении. Эта уравновешенность способствует относительно устойчивому режиму накопления осадков. Именно поэтому и фиксируется сильная обратная корреляционная связь между ДМ и накопленной массой осадочных пород.

В периоды уменьшения абсолютной величины гравитационного потенциала (от перигалактия к апогалактию) талассократический характер эпох (трансгрессии и эпиконтинентальные моря) способствует активному процветанию жизненных форм. Так как основной вклад в биомассу вносит морская растительность, защищенная толщей водной поверхности от прямого воздействия жесткого солнечного излучения, то уменьшение напряженности магнитного поля и ДМ не имеет принципиального значения. Этим объясняется отсутствие значимых корреляционных связей между ДМ и массой осадочных пород в периоды талассократических эпох.

Отмечается удивительный феномен постоянства средней общей массы пород стратисферы в рамках галактических циклов в течение всего фанерозоя. С учетом того, что доля площади континентов, занятая осадками, имеет тенденцию к уменьшению от кембрия до современной эпохи, факт постоянства средней общей массы осадков свидетельствует о среднем повышении глубины осадочных бассейнов. Это, с одной стороны, указывает на усиление деструктивных процессов преобразования континентальной коры, но с другой – на эволюционное повышение нефтегазового потенциала. Недаром самые большие и перспективные нефтегазовые провинции сосредоточены во впадинах, где мощности зон наибольшего прогибания фундамента достигают и даже превышают 20 км (Персидский залив, Западная Сибирь, Прикаспийская, Южно-Каспийская, Южно-Баренцевская впадины).

В формировании глобальных циклов созидания стратисферы в фанерозое главным регулятором активности фотосинтеза, приводящим к

массообмену геосфер, выступают многоликие гравитационные силы в форме градиентов гравитационного потенциала Галактики. Магнитное поле в данном случае имеет подчиненное значение и играет роль лишь в той мере, в какой уменьшение магнитной напряженности и дипольного момента характеризуют уравнивание осевого вращения планеты. Становится понятной приуроченность накопления основной массы осадочных толщ к тем периодам движения солнечной орбиты, когда абсолютные величины приращения гравитационного потенциала имеют наибольшее значение. Эти периоды знаменуют собой весенний и осенний сезоны галактического года. По оценке [3], в отложениях галактической весны и осени сосредоточено 72 % мировых ресурсов нефти и 76 % ресурсов газа.

Литература

1. Молчанов В.И., Параев В.В. Фанерозойская история взаимодействия геосфер (в развитие творческого наследия академика А.Л. Яншина) // Вестник ОГГГН РАН. 2000. № 4 (14).
2. Печерский Д.М. Некоторые характеристики геомагнитного поля за 1700 млн лет // Физика Земли. 1997. № 5. С. 3–20.
3. Тамразян Г.П. Движение Земли в Галактике и связанные с ним важные особенности глобального распределения некоторых полезных ископаемых // Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле. 1977. № 6. С. 12–17.

Г.Г. Серкина²²

Эволюция состава тяжелой фракции песчаников рифeya – среднего палеозоя Сетте-Дабана (юго-восточная Якутия)

Хребет Сетте-Дабан входит в состав Верхоянского складчато-надвигового пояса Верхояно-Колымской орогенной области, обрамляющего с востока Сибирскую платформу. Докембрийский фундамент платформы полого погружается под Верхоянский пояс, отделяясь от слагающих его мощных осадочных толщ системами пологих субгоризонтальных срывов. Рассматриваемая складчато-надвиговая система сложена рифейско-палеозойской осадочной толщей преимущественно карбонатно-терригенного состава, состоящей из нескольких осадочных линз, несогласно налегающих друг на друга и отражающих постепенное смещение депозитов в восточном направлении. Осадконакопление происходило пре-

²² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург; Galina_Serkina@vsegei.ru

имущественно в условиях континентального шельфа, в кембрийское время – в условиях континентального склона и подножья.

Кварцевый и кварц-полевошпатовый состав песчаников традиционно интерпретировался как указывающий на гранитоидный состав пород в источнике сноса обломочного материала. Близкие результаты дали и исследования химического состава валовых проб глинистых пород [2]. В то же время, на разнородность источников сноса западной и восточной частей хребта Сетте-Дабан указывают предварительные результаты U-Pb изотопно-геохронологических исследований обломочных цирконов. Проводившееся в 1995–2004 гг. в рамках работ по ГДП-200 и тематических исследований изучение минералогического состава рифейско-среднепалеозойских осадочных толщ территории хребта Сетте-Дабан позволило существенно уточнить представления о составе пород питающей провинции. Обобщение результатов минералогического анализа тяжелой фракции песчаников, микрозондовых исследований состава минералов-спутников алмазов и др. позволяет заключить следующее.

Минеральный состав тяжелой фракции рифейско-вендских песчаников восточной части хр. Сетте-Дабан указывает на разнородный источник пород питающей провинции. Здесь, наряду с минеральными ассоциациями, характерными для гранитоидного и метаморфогенно-осадочного комплексов, отчетливо выделяются продукты размыва ультрамафических пород. Свидетельством наличия в источнике сноса пород гранитоидного и осадочно-метаморфогенного комплексов пород являются цирконы соответствующего габитуса, рутилы-нигрины, ильмениты, апатиты, сульфиды, золото, доломит и др. Характерными минералами ультрамафических пород являются хромшпинелиды, а также оливины, хромдиопсид, ромбические пироксены. Эти данные позволяют полагать, что в питающей провинции присутствовали гипербазиты (породы дунит-гарцбургиевой серии), включая ультраосновные породы с резко калиевой специализацией. Вероятность нахождения последних подтверждается обнаружением в составе тяжелой фракции песчаников хромдиопсида. Степень окатанности и износа продуктов размыва гипербазитов указывает на среднюю дальность источников сноса, однако единичные пробы из северной части территории до 70 % сложены серпентинитом, свидетельствуя о близости источника сноса. При этом результаты изучения замеров кривой слоистости в северной части территории позволили установить, что преобладающим направлением сноса материала в среднем рифее явилось северо-восточное. Для западной (приплатформенной) части характерно наличие в нижнерифейских толщах высокохромистых хромитов (до 90 % Cr по результатам микрозондового анализа), уваровитов, что характерно для ультрамафитов, аналогичных расслоенным интрузиям Бушвельдского типа. Также в большом количестве присутствуют рутилы, цирконы, сфены. Количество же хромшпинелидов здесь резко сокращается до редких зерен. В целом, набор минералов тяжелой фракции в пробах из рифейских пород западной части Сетте-Дабана менее разнообразен, чем из их восточных аналогов.

Поскольку в пределах южной территории замеры косо́й сло́йчатости не проводились, ввиду ее значительно меньшей обнаженности и практически полного отсутствия коренных выходов пород, здесь определение источников сноса было сделано путем сопоставления количественного состава тяжелых фракций проб и их пространственного распределения. Были проанализированы рифейский, вендский и ордовикско-девонский уровни. В тяжелой фракции песчаников венда выделяются две различные ассоциации, указывающие на наличие как северо-восточного (ассоциация хромшпинелид – циркон – лейкоксен – анатаз), так и юго-западного (ассоциация диопсид – щелочной амфибол – альмандин – ильменит) источников. При этом северо-восточный источник, по-видимому, имел преобладающее значение. Стоит отметить резкое сокращение количества хромшпинелидов также и в южном направлении. Рифейский и ордовикско-девонский уровни характеризуются лишь незначительным числом образцов. Состав тяжелой фракции в них сходен с изученным в восточном типе разреза рифея, но при резком сокращении доли хромшпинелидов.

Микрондовым анализом изучался химический состав минералов, обычно рассматриваемых как спутники алмазов (хромшпинелид, хромдиопсид). Данные по химическому составу хромшпинелидов были обработаны и нанесены на ряд диаграмм (диаграмма Панеяха ($\text{Cr} - \text{Al} - \text{Fe}^{3+}$) и диаграммы Ч. Фипке ($\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$) с учетом интерпретации, предложенной В.И. Вагановым и др. (ЦНИГРИ) [1]. Данные диаграммы используются преимущественно для выделения из набора зерен хромшпинелидов тех, которые генетически связаны с кимберлитами и лампроитами, более того, являющихся индикаторами не просто кимберлитов и лампроитов, а их потенциально алмазоносных разновидностей.

Исходя из минерального состава тяжелой фракции песчаников, прежде всего продуктов размыва ультраосновных комплексов, можно сделать вывод о различии питающих провинций для западной и восточной частей рифейско-среднепалеозойского осадочного бассейна на территории хр. Сетте-Дабан. Для восточной части характерны минералы основных пород (базальты, долериты), ультрамафитов калиевой специализации (лампроиты, туффизиты) и щелочных ультраосновных комплексов. Для западной – ультраосновные породы Бушвельдского типа (расслоенных интрузий). Минералы гранитоидных комплексов встречаются в осадочных толщах обоих типов разреза с некоторым преобладанием их в восточной части. В южном направлении возрастает роль минералов щелочных пород. Судя по диаграммам химического состава хромшпинелидов, ультраосновные породы в источнике сноса рифейских и ордовикско-девонских песчаников в восточной части региона имели идентичный или близкий составы, но их относительная роль в источнике сноса с течением времени убывала. Хромшпинелиды вендского уровня резко отличны от них и на диаграммах $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ формируют четкий

“обратный” тренд, характерный для алмазоносных пород. Хотя возраст последних неизвестен, но их появление в области размыва отчетливо фиксируется только для вендского времени, указывая на специфичность этого этапа в развитии региона.

Настоящее исследование проводилось при частичной поддержке РФФИ (грант № 05-05-65327).

Литература

1. Ваганов В.И., Илупин И.П., Кочеров А.И. Хромшпинелиды как индикатор алмазоносности // Руды и металлы. 1999. № 3. С. 35–47.

2. Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н. Глинистые отложения Сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников и этапы формирования // Литология и полез. ископ. 2002. № 4. С. 397–418.

В.И. Сиротин²³

Новые доказательства раннего зарождения седиментогенеза в доархейской истории Земли

В нашей публикации [1], посвященной литогенезу в ранней истории Земли, на большом фактическом материале была дана характеристика наиболее распространенных пород гнейсо-магматитовых (брянской, росошанской и донской) ассоциаций осадочного комплекса раннего архея Воронежского кристаллического массива. На основе петрохимического анализа с помощью диаграмм петрогенных отношений был сделан вывод, что подавляющее большинство составов пород брянской ассоциации проецируется в поля первично осадочных образований с преобладанием апелитового, апограуваккового и частично апобазитового рядов. Возраст первично осадочных пород (седиментогенеза) оценивался нами не позднее 3,7–3,9 млрд лет. Однако к настоящему времени появились новые данные, позволяющие говорить о значительно более древнем зарождении седиментогенеза.

Данные сравнительной планетологии. Планеты земной группы сформировались примерно одновременно, объединены общностью элементного состава и тепловой эволюции [2]. Меркурий и Луна полностью лишены атмосфер и на самых ранних этапах своей истории потеряли воду, которая никогда не концентрировалась на поверхности планет. Венера в процессе эволюции в результате катастрофического парникового эффекта также лишилась воды. Марс – единственная, кроме Земли, планета, сохранившая значительные массы воды, которая сконцентри-

²³ Воронежский государственный университет, Воронеж; ogg@geol.vsu.ru

ривалась в ходе эволюции в грунте, в полярных шапках и в ничтожном количестве в атмосфере. Выяснилось, что планеты земной группы предоставляют планетологам ценнейшую информацию, приоткрывающую “завесу тайн” о ранней истории Земли. В доархейской истории Земли выделяется этап “горячей Земли” (4,55–4,40 млрд лет), к концу его Земля набрала массу до 99,9 %, была дифференцирована на ядро, мантию и первичную кору, произошло выделение и основной массы воды, которая, вероятнее всего, вначале существовала в виде пара; к концу этапа поверхность Земли обрела гидросферу, реакция воды с поверхностью Земли привела к образованию первичной планетарной коры выветривания в результате своеобразного “горячего гипергенеза”; масса пород этой коры выветривания определила первичную массу осадочных пород; другими словами, у истоков седиментогенеза (или более широко – литогенеза) стояла планетарная кора выветривания, которая на все последующие времена стала основной формой мобилизации вещества.

Наиболее веские доказательства о раннем зарождении седиментогенеза получены в результате исследования Марса с помощью американских марсоходов “Спирит” и “Оппортьюнити”: на дне кратера диаметром в 200 м (восточное полушарие, вблизи кратера Гусева) и на противоположной стороне Марса на плато Меридиана, на дне кратера Выносливости диаметром 130 м, обнаружены четкие следы существования бассейнов с соленой водой, найдены различные минералы, например, оксиды железа, сульфаты и хлориды, подтверждающие существование жидкой воды в прошлом, а расшифрованная нами слоистость гравийно-песчаных осадков явно свидетельствует о водной среде осаждения. Седиментогенез, установленный американскими марсоходами, относится к самому древнему этапу Марса – к нойскому зону (4,5–3,8 млрд лет), когда Марс еще не был заморожен. Следы многочисленных водно-гляциальных потоков, зафиксированных ранее марсоходом “Марс Патфайндер”, относятся уже к более позднему зону – гесперийскому (3,8–2,0 млрд лет), когда Марс уже был замороженной планетой. Нет никаких оснований сомневаться, что и на Земле образование гидросферы, а следовательно, и зарождение седиментогенеза, относится к нойскому, т. е. доархейскому этапу.

Изотопно-кислородные (земные) данные. Группа американских ученых [3] выполнила уникальное исследование по выяснению температурных условий во внешних геосферах Земли у рубежа и после 4,45 млрд лет. Они провели сравнительный анализ данных по изотопии кислорода по цирконам местечка Джек Хиллс (Западная Австралия) из гранитных пород континентальной коры (возраст 4,404 млрд лет) и цирконов из однотипных пород с возрастом 4,4–2,6 млрд лет. Было установлено постоянство $\delta^{18}\text{O}$ на протяжении всего этого времени, что позволило говорить об однотипности магматических процессов и протолитов и об активном участии в этих процессах воды гидросферы. Авторы приходят к выводу о “холодной ранней Земле” (температура поверхности выше 0 °C и значительно ниже 200 °C) с большими объемами гидросферы, соизмеримыми с современной.

Наконец, ряд зарубежных и отечественных ученых считает (Щипанский, 2005), что соотношение мантийно-плюмовых и субдукционных процессов в геодинамике образования зеленокаменных поясов и при формировании ранней континентальной коры на протяжении всего архея мало отличались от современных процессов, связанных с тектоникой литосферных плит, а это предполагает как значительные объемы гидросферы, так и активное участие седиментогенеза в планетарном круговороте вещества, начиная с рубежа 4,40 млрд лет.

Литература

1. Сиротин В. И., Лебедев И. П. О литогенезе в ранней истории Земли (по данным сравнительной планетологии и раннего архея Воронежского кристаллического массива)// Вестник Воронеж. ун-та. Геология. 2001. Вып. 12. С. 19–37.
2. New the Solar System. Cambridge: Cambridge university press, 1999. 421 p.
3. Valley J. W., Peck W. H., King E. M., Wilde S. A. A cool early Earth// Geology. 2002. V. 30. N 4. P. 351–354.

Н.В. Танинская²⁴

Цикличность отложений среднеордовикско-нижнедевонского карбонатного комплекса Печоро-Баренцевоморского мегабассейна

Формирование среднеордовикско-нижнедевонского карбонатного комплекса происходило в каледонский цикл развития в условиях карбонатной платформы единого Печоро-Баренцевоморского осадочного бассейна. Отложения комплекса имеют значительный нефтегазовый потенциал в Тимано-Печорской провинции и на шельфах Печорского и Баренцева морей [1].

Для расчленения и корреляции преимущественно карбонатных отложений ордовика, силура и нижнего девона Тимано-Печорской провинции и Баренцевоморского шельфа применялись методические приемы секвенстратиграфии с выделением соответствующих подразделений – секвенций, которые ограничены хроностратиграфическими поверхностями. Эти поверхности обеспечивают основу для корреляции на значительные территории. Детальные исследования автором в течение более 20 лет отложений ордовика, силура и нижнего девона в Тимано-Печорской провинции по материалам более 400 скважин глубокого бурения, вскрывших исследуемый

²⁴ Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург; tannv@yandex.ru

комплекс, и сейсморазведки позволили расчленить его на 10 осадочных секвенций 3-го порядка, продолжительностью от 4 до 10 млн лет.

Аналогичные секвенции были выделены нами на островах Баренцева моря (архипелаг Новая Земля, о. Долгий, о. Вайгач) по материалам собственных исследований, а также по данным других исследователей, направленных на изучение литологии, биостратиграфии и палеогеографии Арктических островов [2, 3].

Цикличность строения карбонатных комплексов зависит от колебаний уровня моря, вызванных разными причинами (гляциоэвстатическими, тектоническими и др.). Таким образом, секвенция – это цикллит, который формируется в течение одного цикла (этапа) развития бассейна, за который бассейн приобретает необходимую глубину и затем заполняется осадками. Цикл относительного изменения уровня моря обычно состоит из постепенного относительного подъема, в течение которого формируется трансгрессивная осадочная система, периода стабилизации и быстрого понижения, в течение которых формируются системы высокого и низкого стояния уровня моря. Элементарные цикллиты (парасеквенции) группируются в осадочные системы и образуют секвенции. Трансгрессивным осадочным системам соответствует набор парасеквенций с постепенно увеличивающейся долей более глубоководных отложений. В условиях максимального затопления территории при высоком стоянии уровня моря формируются наиболее глубоководные парасеквенции с отсутствующей верхней частью. Регрессивные осадочные системы, формирующиеся в период позднего высокого стояния уровня моря, сложены парасеквенциями, в строении которых усиливается регрессивная направленность, т. е. отсутствуют нижние части парасеквенций.

На основе комплексного изучения керна глубоких скважин, обнажений и интерпретации каротажа было определено строение типовой парасеквенции (элементарного цикллита) для мелководно-шельфовых отложений среднего ордовика – нижнего девона Печоро-Баренцевоморского мегабассейна. В нижней части парасеквенции преобладают отложения нижней сублиторали, представленные зернисто-иловыми известняками с прослоями мергелей и аргиллитов. Средняя часть состоит из отложений верхней сублиторали, биостромов и биогермов. Здесь преобладают пеллетово-водорослевые и илово-зернистые доломиты, биоморфные и детритовые известняки и биогермные кораллово-строматопоровые и водорослевые доломиты и известняки. Верхняя часть представлена отложениями литорали, отмелей и супралиторали. Она сложена иловыми доломитами, ангидрито-доломитами с прослоями аргиллитов и мергелей.

Все выделенные секвенции имеют однотипное строение. Они состоят из трех системных трактов: низкого стояния, трансгрессивного и высокого стояния. В основании секвенций расположен тракт низкого стояния, который выделяется только на окраине платформы и представлен доломитовыми брекчиями, образованными в результате эрозии склона, мощностью от 20 до 70 м, реже до 300 м.

Секвенции внутренней части платформы характеризуются присутствием трансгрессивных и высокостоящих трактов, которые ограничены поверхностями максимального затопления и трансгрессивными. Трансгрессивные тракты характеризуются ретроградацией в строении циклитов, сменой комплексов конодонтов и брахиопод. Высокостоящие тракты определены в верхних частях секвенций и завершают осадочный цикл карбонатной секвенции. Они имеют наибольшую мощность (от 80 до 350 м) и показывают проградацию в строении парасеквенций. Тракты высокого стояния содержат массивные рифовые комплексы, мощностью до 600–1200 метров, на окраине платформы. Значительной мощности трансгрессивные тракты (до 700 м) и высокостоящие тракты (до 1200 м) достигают на севере Новой Земли в глубоководном флишоидном прогибе. Конденсированный разрез выделяется в Лемвинской фациальной зоне Урала. Мощность его не превышает первые десятки метров.

Для целей региональной корреляции разнофациальных отложений Тимано-Печорской провинции, Западного Урала и Арктических островов в качестве основных литостратиграфических реперных уровней автором использовались трансгрессивные системные тракты секвенций 3-го порядка. Они формируются в трансгрессивные этапы развития бассейна во временной период от наступления трансгрессии до максимального затопления больших территорий, в зависимости от масштаба трансгрессии. Вследствие этого отложения этих выделенных подразделений протягиваются на большие расстояния и могут использоваться для целей внутри- и межрегиональных сопоставлений. Они легко опознаются в разрезе, так как характеризуются выдержанным литологическим составом по сравнению с другими системами, меньшими физическими объемами циклитов и содержат значительное количество глинистого материала, что позволяет выделять их в карбонатном разрезе по радиоактивному каротажу.

Проведенные исследования позволили составить детальную корреляционную схему ордовика, силура и нижнего девона единого Печоро-Баренцевоморского мегабассейна, провести палеогеографические реконструкции, охарактеризовать обстановки осадконакопления и выявить наиболее значительные события – обширные трансгрессии, регрессии и этапы рифообразования.

Литература

1. Белонин М.Д., Григоренко Ю.Н., Соболев В.С. Нефтегазовый потенциал северных и дальневосточных морей России и проблемы его освоения // Разведка и охрана недр. 1999. № 2. С. 24–27.
2. Баренцевская шельфовая плита. Л., 1988. 263 с.
3. Бондарев В.И. Особенности строения и развития Новоземельских и сопряженных с ними прогибов в палеозое / Стратиграфия и палеонтология палеозоя Арктики. Л., 1989. С. 6–13.

Осадочные циклы и циклиты

Поскольку цикличность, видимо, универсальное явление [5], надо “мыслить циклами” (Ю.А. Жемчужников), искать их в объектах, изучать, документировать, объективно истолковывать и продуктивно использовать.

За почти 200-летнюю историю изучения циклов (Ц) открыты и изучены почти все геологические циклы и сформулированы определения Ц и близких понятий [1]. Но они не общеприняты. Все больше геологов поддерживают самое краткое определение Ц и сопутствующих понятий [5]. *Цикл – это законченный круг явлений.* Следствия: 1) Ц – объект, реальность, его можно однозначно найти, установить; 2) поисковый признак Ц – это взаимосвязанность явлений, составляющих целостность (“законченность”); 3) Ц – явление, процесс, длительность, а не тело; 4) многие Ц реализуются телесно, создавая *циклит* (ЦЛ) – например, *слой или многослой, в котором части (слои) связаны более тесно, чем ЦЛ между собой*; 5) Ц *единичен* (это ценнейшая сторона понятия, в него не входит множественность); 6) *множественность* Ц – это *цикличность* процесса, множественность ЦЛ – *циклитовость* разреза, толщи, стратона; 7) ложный синоним циклита – *ритм* (Р) – мерность (обычно равная) процесса; Р всегда означает *множественность* чего-то, к единичному понятие не относится, и Ц нельзя заменить на Р; 8) все в природе, технике, искусстве, мышлении совершается циклами, так как все имеет начало и конец, связывает их жизненный цикл. Задача геологии – отыскивать ЦЛ в стратифере, реконструировать по ним породившие их Ц, геологические процессы, обстановки и геодинамические режимы, определять геотформации (ГФ, [5]).

Для эффективности циклического анализа необходим инструментарий, прежде всего: 1) классификации (Кл [5]) Ц и ЦЛ – моделей элементарных ячеек ГФ (ЦЛ – это парагенезы как пород-слоев (и литотипов, ЛТ), так и генетических типов отложений (ГТО)), и 2) классификации ГТО – генетических элементов ЦЛ. Любые геологические Кл, включая и Кл Ц и ЦЛ, должны быть системными (целостными) и разделенными на морфологические и генетические. Первые делят Ц по длительности и порядку фаз, а ЦЛ – по толщине, протяженности, направленности смены пород, ЛТ, размерности зерен и по другим литологическим признакам. Генетические классификации более сложные и многосторонние, делят Ц и ЦЛ во многом по одинаковым признакам и поэтому часто совмещаются в одной Кл (Ц, по существу, – это актуальная генетическая модель ЦЛ).

²⁵ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва; sediment@geol.msu.ru

По длительности Ц на Земле варьируют от >4,5 млрд лет (неоконченный земной жизненный Ц) до секундных (отложение косоугольного слоя в косоугольной, аллювиальной и иной) и, возможно, более коротких. По последовательности фаз, т. е. по структуре, Ц варьируют [5, 10] от “взрывных” (сейсмических, обваловых, вулканических и других катастрофических) с начальными короткими максимально динамичными фазами и основным временем постепенного затухания инициала до “синусоидальных” по форме циклограммы, когда динамика среды постепенно усиливается, достигая максимума, и, ослабляясь, затухает (ветер, волнение, нагревание и охлаждение Земли и др.). Между этими крайними типами – промежуточные Ц. Кл ЦЛ по длительности (оценивается не точно) из морфологической переходит в разряд генетических.

Первая морфологическая Кл ЦЛ – по их толщине, варьирующей от ангстремов в кристаллической решетке до километров (стратона, геосферы) и ~12,5 тыс. км (Земля в целом). По протяженности ЦЛ – от микроскопических до глобальных, по структуре – асимметричные (“неполные” – проциклиты, ПЦЛ, и рециклиты, РЦЛ) и симметричные (“полные”, прорециклиты, ПРЦЛ, и репроциклиты, РПЦЛ [4, 5]. ПЦЛ начинаются крупнозернистыми породами, заканчиваются тонкодисперсными; в РЦЛ, наоборот, внизу тонкодисперсные, сверху нередко конгломераты. В элементарных ЦЛ этот тип исключительно редок, так как погребение материала вызывается усилением волнения или ускорением течения, а это приводит к удалению ранее отложенных осадков, и РЦЛ становится ПЦЛ-ом. В мезо-, макро- и мегациклитах структура РЦЛ осуществляется легче. Симметричные ЦЛ – “композитные”, составленные из простых. Изменения в ЦЛ монотонно-постепенные (утонением – погребением материала) или совершаются переслаиванием – ритмичным, неритмичным и промежуточным.

Иерархические системы-классификации Ц и ЦЛ, промежуточные между морфологическими и генетическими Кл, основаны на том или ином масштабном соподчинении: по длительности, толщинам и протяженности (локальности – глобальности). По длительности выделяются более 20 рангов (В.Е. Хаин [5, 9], С.Л. Афанасьев [1]), группирующихся в 9 диапазонов [Ф], начиная с единичного Ц Земли, состоящего из немногих супергигациклов и восьми других диапазонов (по снижению ранга) Ц и ЦЛ: VIII – СупергигаЦ-ЦЛ, VII – Гига-, VI – Мега-, V – Макро-, IV – Мезо-, III – Ординарные, II – Мини- и I – МикроЦ и ЦЛ. Обычно в каждом диапазоне можно различать по три ранга. Среди ординарных, для геологов обычных или элементарных (ЭЦ), основных Ц-ЦЛ, которые можно назвать и “циклотемными”, крупный ранг – это полные циклотемы паралических угленосных формаций типа ПРЦЛ – РПЦЛ; меньший ранг – “полуциклотемы” типа ПЦЛ и РЦЛ; наименьший – флишевые турбидитные ЦЛ с фоновым, планктоногенным или нефелодидным элементом сверху. МиниЦ-ЦЛ – типа “ленточных” отложений, или варв, – обычно сезонные. МикроЦ-ЦЛ – многоранговые. Если эле-

ментарные Ц-ЦЛ отвечают событиям или эпизодам процесса, а макроЦ-ЦЛ и более крупные и сложные Ц-ЦЛ – стадиям или целым циклам развития, в которых погребены и длительные перерывы, то мезоциклы, промежуточные между ЭЦ-ЭЦЛ (событийными) и эволюционными Ц-ЦЛ, вероятно отвечают фазам развития, фазам стадий. МакроЦЛ – это региональные стратоны ранга геотформаций, т.е. основные в геологии структурные элементы земной коры. МезоЦЛ – это части региостратонов (региосвит, региоюрсов, горизонтов) и формаций, т.е. это подсвиты и субформации.

Генетические Кл Ц и ЦЛ множественны, так как природа Ц и ЦЛ разнообразна и многофакторна: они естественные и техногенные, космогенные и земные, экзогенные и эндогенные, элювиальные и седиментационные, био-, хемо- и механогенные и т. д., но чаще смешанные, гибридные, т. к. в экзосфере быстрая смена условий и процессов за один ЭЦ на одном месте наслаивает разные генетические типы осадков. Процессы и факторы генезиса ЦЛ в одно и то же время тесно взаимодействуют, что усиливает их гибридность. Единая генетическая Кл неизбежно будет эклектичной. Ниже – краткий вариант такой Кл – список крупных таксонов основных генетических типов Ц и ЦЛ.

А. Природные Ц и ЦЛ:

I. Космические:

1. *Событийные* (астроблемные и др. [5, 7])
2. *“Орбитальные”*: 1) Галактические, 2) Солнечно-земные (Миланковича [1, 10]), 3, 4, 5, 6) Многолетние, годовые, сезонные, суточные на Земле [1 – 3, 5 – 7]

II. Космосо-земные:

1. *Климатические* (многих рангов)
2. *Биологические* (многих рангов)
3. *Элювиальные* (3 – 5 рангов)
4. *Седиментационные* (многих рангов)

III. Земные, в основном эндогенные:

1. *Магматические*: 1А. Вулканические (5–7 рангов): 1) Эксплозивные. 2) Эффузивные. 3) Экструзивные. 4) Гидротермальные: а) Вулкано-элювиальные. б) Седиментационные. 1Б. Интрузивные
2. *Тектонические*: 1. Доокеанский Ц и ЦЛ: 1А. Протогей и Неогей [1, 5, 9]: 1) Ц платформенных систем: а) Ц Уилсона: а1) Ц Бертраана (геосинклинальные): а1а) Ц рифтовые, а1б) фаз складчатостей и фаз надвигов, а2) Эпейрогенические многих рангов. 2. Океанский: 1) Трапповые, или Ц рассеянного рифтинга; 2) Ц океанических базальтов, или локально-концентрированных рифтов; 3) Ц финальных (субщелочных и щелочных) вулкани-

тов; 4) Ц срединно-океанических хребтов (эти Ц и ЦЛ – в основном последовательные)

Б. Техногенные Ц и ЦЛ – последовательные: Ц смены культур хозяйствования (сельского, промышленного), Ц разработки полезных ископаемых, экогеологические Ц – по убыванию длительности, радиусу влияния и интенсивности давления на природу и общество людей, вплоть до годовых, сезонных и аварийных, например, сливов промтоходов

Наиболее разнообразны и многочисленны *элементарные* ЦЛ (их элементы – монопородные слои): аллювиальные, субдельтовые, прибойные, турбидитовые, Ц и ЦЛ Миланковича (мергельно-известняковые периодиты), приливные, почвенные, наземно-элювиальные, малые седиментационно-подводноэлювиальные и вулканические. За 40–50 последних лет циклология сделала небывалый рывок в расшифровке генезиса ЦЛ: вместо умозрительных гипотез, выдававшихся за бесспорные теории (тектонически-колебательный механизм угленосных и других циклотем, включая и турбидитные и др.), установлены реальные способы образования основных ЭЦЛ и сложный генезис мезо-, макро- и мегаЦЛ и геологические обстановки построения из них формаций. На смену “универсальному”, тектоническому механизму, якобы создававшему все разнообразие ЦЛ, пришло представление об их полигенетичности, что отвечает универсальности Ц и ЦЛ: Ц и ЦЛ практически любые, и разнообразие их увеличивается не только с новыми открытиями, но и с новыми технологиями в промышленности. Тектонические ЭЦ и ЭЦЛ заняли подобающее им скромное место. Прозрение раньше наступило по флишевым ЦЛ, из полностью непонятных и загадочных ставшим простыми и ясными, создававшимися спазматическими лавинами, наподобие снежных в горах. В полную меру заработал дельтовый механизм образования угленосных циклотем [5]. Реализовались орбитальные Ц Миланковича, выявилось широкое развитие элювиальных Ц-ЦЛ в морских толщах.

Из *целевых* Кл ЦЛ более разработаны Кл по полезным ископаемым. Наиболее изучены угленосные ЦЛ, с 30-х гг. XX в. [2–7] служившие базой развития циклического анализа (ЦА), помогавшего решать задачи углеразведки, разработки пластов и корреляции разрезов. Хорошо изучены менее сложные ЦЛ и Ц эвапоритовых и других аридных формаций (меденосных, ураноносных и др.).

Огромное теоретическое и прикладное значение циклов и циклического анализа в геологии общеизвестно. Одно менее известное подчеркнем здесь: цикл и циклит – это сложные *целостности*, содержащие *системы*, широчайшая универсальная база применения *системного анализа и синтеза* и объективного выделения и изучения естественных целостностей (циклитов любого ранга) из толщ любой сложности.

1. Афанасьев С.Л. Природные циклы / Циклы. Вып. 1. Ставрополь, 1999. С. 4–88.
2. Геоцикличность. Новосибирск, 1976. 124 с.
3. Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М.: Мир, 1971. 284 с.
4. Карагодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 240 с.
5. Фролов В.Т. Литология. Кн. 3. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 352 с.
6. Фролов В.Т. Циклы везде и всегда / Циклы. Вып. 1. Ставрополь, 1999. С. 40–46.
7. Фролов В.Т. Геологические циклы / Циклы. Вып. 3. Ставрополь, 2001. С. 3–16.
8. Фролов В.Т. Основы геациклологии / Циклы. Вып. 3. Ставрополь, 2002. С. 178–181.
9. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины / Циклы. Вып. 1. Ставрополь–Кисловодск, 2001. С. 120–130.
10. Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. 502 с.

Е.М. Хабаров²⁶, В.А. Пономарчук²⁷

Эволюция изотопного состава карбонатного углерода в рифейских бассейнах Восточной Сибири

В настоящее время получены обширные сведения о первичном изотопном составе углерода в морских карбонатах и выяснено, что в геологической истории наблюдаются вариации значений $\delta^{13}\text{C}$, которые контролируются изменениями в балансе органического и карбонатного углерода в морской воде. Существенно, что изотопный состав карбонатного углерода в Мировом океане относительно постоянен в каждый момент геологического времени и варьирует в соответствии с отмеченным выше балансом. Выявленные закономерности в поведении изотопов углерода широко используются при оценке разномасштабных событий в верхних геосферах и решении стратиграфических задач.

Проведено седиментологическое и изотопно-геохимическое изучение карбонатных комплексов Енисейского кряжа, Байкитской антеклизы, Патомского нагорья и Западного Прибайкалья. Выяснены их структура, обстановки седиментации и основные седиментационные и изотопные события в развитии бассейнов.

Карбонатные породы способны сохранить близкий к первичному изотопный состав углерода, однако постседиментационные процессы, как поверхностные, так и глубинные, могут изменить начальные значения $\delta^{13}\text{C}$, обычно в сторону более низких. Для оценки измененности

²⁶ Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск; KhabarovEM@uiggm.nsc.ru

²⁷ Аналитический центр ОИГГМ СО РАН, Новосибирск; ponomar@uiggm.nsc.ru

изотопного сигнала применялся комплекс петрографических, изотопно-геохимических и геохимических исследований. При разделении образцов с нарушенными и ненарушенными С-изотопными системами приняты следующие значения Mn/Sr и Fe/Sr: для известняков <5 и <20, для доломитов <10 и <60 соответственно. Дифференцированный подход при оценке влияния постседиментационных изменений на искажение первичных значений $\delta^{13}\text{C}$ в известняках и доломитах обусловлен тем, что стронций лучше входит в кристаллическую решетку кальцита, чем доломита, и поэтому концентрации стронция в известняках почти на порядок могут превышать таковые в доломитах.

В рифейских отложениях (от 1450 до 1100 млн лет назад) Байкитской антеклизы вверх по разрезу происходит постепенное возрастание $\delta^{13}\text{C}$ от 0–1 до 3 ‰. Этот тренд осложняется периодическими сдвигами С-изотопных отношений в сторону более низких значений. Наиболее существенный негативный сдвиг фиксируется в образованиях с возрастом около 1250 млн лет и коррелируется с падением уровня моря. В разрезах Енисейского кряжа (1500–860 млн лет назад) наблюдаются величины $\delta^{13}\text{C}$ от –5,0 до 5,6 ‰. Карбонатные породы из верхней части тейской серии имеют $\delta^{13}\text{C}$ от –1,5 до 1,0 ‰. В основании сухопитской серии (кординская свита) С-изотопные отношения близки к нулевым. В ее верхней части (аладынская свита) они возрастают до 2,7 ‰ с последующим снижением. В отложениях с возрастом менее 1000 млн лет наблюдаются протяженные интервалы со значениями $\delta^{13}\text{C}$ 2,5–4,5 ‰, максимум 5,6 ‰, разделенные интервалами с низкими величинами (позднешунтарский и раннедашкинский негативные сдвиги). Получены данные по изотопному составу карбонатного углерода верхнерифейских (моложе 850 млн лет) мариинской, джемкуканской, баракунской, валюхтинской, никольской и ченчинской свит Патомского нагорья. В мариинской свите фиксируются значения $\delta^{13}\text{C}$ от –0,8 до 1,0 ‰ (при переходе к джемкуканским тиллоидам в измененных известняках – до –7 ‰). В джемкуканской и баракунской свитах отмечены величины $\delta^{13}\text{C}$ 5,5–7,4 ‰. На границе между валюхтинской и никольской свитами высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ сменяются аномально негативными –10–12 ‰ (верхняя часть никольской свиты) с последующим возрастанием до –5,5 ‰ (верхняя часть ченчинской свиты). Совпадение трендов $\delta^{13}\text{C}$ из разных частей бассейна, умеренная и слабая перекристаллизация карбонатных пород и их геохимические и изотопно-геохимические характеристики не позволяют объяснить столь низкие значения С-изотопного состава только влиянием диагенетических процессов. На протяжении длительного времени в пределах Патомского задугового бассейна происходило накопление углеродистых отложений. С никольского времени резко возросла циркуляция вод в бассейне с вовлечением в процесс карбонатообразования на шельфе изотопно легкой углекислоты, поступавшей из глубоководной зоны бассейна и возникшей при бактериальной деструкции первичного органического вещества. Кроме того, мы полагаем, что низкие

величины $\delta^{13}\text{C}$ были связаны также с глобальным негативным сдвигом, который фиксируется около 600 млн лет назад. Для рифейских отложений (моложе 850 млн лет) Прибайкалья характерны высокие $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (от $-8,2$ до $-22,6$ ‰) и низкие величины $\Delta\delta^{13}\text{C}$ ($16,0$ – $26,7$ ‰), которые связаны преимущественно с постседиментационными трансформациями $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в результате изотопного обмена с карбонатным углеродом в породах. В основании карбонатного разреза среднеголоустанской подсвиты фиксируется возрастающий тренд от негативных ($-1,8$ ‰) до высоких положительных ($6,9$ ‰) значений, который быстро сменяется нисходящим, и в верхней части подсвиты величины $\delta^{13}\text{C}$ приближаются к нулевым. В основании верхнеголоустанской подсвиты они быстро возрастают (до $9,1$ ‰), а затем снижаются в карбонатно-силикокластических породах до $1,1$ ‰. Верхняя часть верхнеголоустанской подсвиты характеризуется умеренными высокими $\delta^{13}\text{C}$ (около $4,0$ ‰). В нижней существенно карбонатной части нижнеулунтуйской подсвиты отмечается восходящий тренд $\delta^{13}\text{C}$ (до $8,9$ ‰). Для верхнеулунтуйской подсвиты характерны высокие ($5,0$ – $7,0$ ‰) величины $\delta^{13}\text{C}$ карбонатных пород, исключая незначительный сдвиг (до $2,6$ ‰) в карбонатных прослоях пачки силикокластитов. На границе с качергатской свитой намечается нисходящий тренд $\delta^{13}\text{C}$, который, по-видимому, в ее верхней части достигает близких к нулевым значений. В целом в разрезе доминируют высокие (от $4,0$ – $5,0$ до $8,0$ – $9,0$ ‰) величины $\delta^{13}\text{C}$. Эти данные по Байкало-Патомским бассейнам показывают, что негативные сдвиги коррелируются с основными эпохами оледенений, которые фиксируются 700 – 720 и около 600 млн лет назад. В существенно неизменных постседиментационными процессами известняках, сформировавшихся в межледниковый период неопротерозоя, наблюдаются высокие концентрации стронция (до 2500 г/т), что может свидетельствовать о вероятном их первичном арагонитовом составе.

Согласно полученным результатам по эволюции С-изотопного состава в позднекембрийских бассейнах Сибири, переход от значений $\delta^{13}\text{C}$, близких к нулевым, к вариациям от $-2,0$ до $2,0$ – $3,0$ ‰ происходит в отложениях, имеющих возраст около 1300 млн лет. Для верхнерифейских карбонатных пород с возрастом 1000 – 850 млн лет характерны гораздо более значительные колебания $\delta^{13}\text{C}$ (от $-2,0$ – $3,0$ до $4,0$ – $6,0$ ‰), а в более молодых рифейских отложениях амплитуда этих вариаций еще более возрастает. Эти результаты хорошо согласуются с имеющимися мировыми данными по эволюции $\delta^{13}\text{C}$ в морских бассейнах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 02-05-65097).

Специфика раннедокембрийского осадкообразования

В соответствии с моделью горячего образования Земли и кристаллизации и фракционирования на ней магматического океана [3], температура на ее поверхности после завершения процессов аккреции составляла около 2000 °С. С учетом этого и повышенной в несколько раз скорости вращения вокруг оси, Земля сначала не могла захватывать и удерживать никакие газы. Поэтому атмосфера отсутствовала на покрытой расплавом ранней Земле, что объясняет крайне низкое содержание в современной атмосфере первичных изотопов благородных газов. Атмосфера и гидросфера начали формироваться после падения температуры поверхности и возникновения ранней пластичной серогнейсовой протокры из газов, выделявшихся при кристаллизации магматического океана. Такое происхождение атмосферы и гидросферы объясняет близость их по составу (кроме кислорода) к магматическим газам.

Сначала вся вода будущей гидросферы находилась в состоянии пара и верхняя часть газово-паровой оболочки остывала под влиянием излучения в космическое пространство. Это приводило к конденсации пара и к возникновению мощного слоя облаков. Этот слой поглощал солнечное излучение. Поэтому на ранней Земле не было широтной климатической зональности, что является причиной близости состава парапород на различных древних шитах. Это согласуется с данными А.И. Пака [2] о существовании в раннем докембрии на всей Земле жаркого влажного климата. Разделение на слабо выраженные аридные и гумидные зоны начинается в раннем протерозое. В рифее это разделение становится резче и появляется бореальная зона.

В раннем докембрии существовала большая неоднородность в распределении температуры на земной поверхности – она была очень высокой (до 600–700°) в местах выхода на поверхность расплавов магматического океана и резко пониженной (до первых сотен градусов) в участках образующейся пластичной протокры, особенно перекрытой теплоизолирующим слоем ранних осадков. Проливные дожди из конденсировавшихся верхних частей газово-паровой оболочки приводили к быстрому остыванию этих участков. Это является причиной одновременного существования высокотемпературных гранулитовых подвижных зон, где магмы выходили на земную поверхность, и низкотемпературных зеленокаменных областей на серогнейсовой протокры, в которых существовали ранние водоемы и накапливались осадки.

²⁸ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск;
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Над высокотемпературными областями газово-паровая оболочка разогревалась, а над низкотемпературными остывала, что приводило к ее интенсивной циркуляции с движением остывших нижних частей в горячие области и к золотому переносу в них большого количества серо-нейсового материала. В процессе переноса под влиянием высокого содержания пара и кислых газов происходило оглинивание полевых шпатов и выдувание глинистого материала с образованием глинистых и существенно кварцевых пород. Это объясняет большое содержание высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов во многих гранулитовых комплексах. Высокая пластичность зарождавшейся коры обусловила выравненность ее поверхности. В это время не возникали офиолиты, так как высокопластичная кора не могла скалывать пластины ультраосновной мантии в зонах сжатия. Высокая текучесть слоя кислого расплава и формировавшейся из него пластичной коры препятствовала процессам их разрыва в зонах растяжения и образования океанических впадин, что является причиной нетипичности метаморфизованных океанических осадков для гнейсовых комплексов. Отсутствие тяжелой океанической литосферы препятствовало проявлению процессов субдукции при формировании этих комплексов.

С началом мощных процессов конденсации воды в газово-паровой оболочке и испарения обильных дождей на раскаленной земной поверхности происходила интенсивная электризация этой оболочки и в ней возникали многочисленные электрические разряды. Это приводило к образованию органических соединений и первых организмов в горячих минерализованных водоемах и согласуется с термофильностью предков всех типов современных бактерий по результатам расшифровки их генетического кода [1]. Недостаток солнечного света под мощной газово-паровой оболочкой привел к широкому развитию бактерий, получавших энергию за счет каталитического окисления железа, сносимого кислотными дождями в горячие водоемы, что объясняет массовое образование месторождений высокоокисленных железистых кварцитов при еще низком содержании кислорода в атмосфере и иногда присутствие большого количества остатков железобактерий в этих породах.

Выравненность рельефа пластичной коры, отсутствие на ранних этапах ее образования водных потоков и преобладание процессов химического выветривания являются причиной отсутствия моласс и других конгломератов в гнейсовых комплексах. Высокое давление на дне газово-паровой оболочки тормозило процессы расширения магматических газов и эксплозивной дезинтеграции магм, поднимавшихся к земной поверхности, что является причиной отсутствия реликтовых текстур грубых вулканокластов в раннедокембрийских ортогнейсах. Их отсутствие не может быть следствием затушевывания процессами метаморфизма, так как последний не уничтожает границ между породами разного состава, и поскольку высокометаморфизованные фанерозойские конгломераты сохраняют особенности своей текстуры. Высокая температура

газово-паровой оболочки и приповерхностных пород препятствовала процессам остывания отделявшихся магматических газов и формирования ими гидротермального оруденения и приводила к рассеиванию рудных компонентов в газовой оболочке. Это является причиной отсутствия сингенетического гидротермального оруденения в древних гнейсах и широкого развития стратиформного оруденения в позднетерозойских осадочных толщах, формировавшихся в остывающих минерализованных водоемах.

Изливавшиеся на затвердевавшую раскаленную земную поверхность в основном кислые, реже основные магмы остывали и кристаллизовались очень медленно и формировали хорошо раскристаллизованные породы, что объясняет частое переслаивание парапород с гранитоидами и с основными кристаллическими сланцами. Высокая температура земной поверхности и магматический генезис большинства пород кристаллической коры объясняют обычное отсутствие в раннедокембрийских ортогнейсах реликтов прогрессивного этапа метаморфизма, высокотемпературный характер и ареальное распространение их минеральных парагенезисов. Адиабатическое распределение температуры в слое кислого расплава магматического океана является причиной близости температуры формирования минеральных парагенезисов в разноглубинных гнейсовых комплексах и крутого наклона линий раннедокембрийских геотермических градиентов к оси температуры на Р-Т диаграмме.

Литература

1. Заварзин Г.А. Термофильная спирохета // Природа. 1990. № 4. С. 106–107.
2. Пак А.И. Эволюция кор выветривания в истории Земли. ФАН, 1987. 156 с.
3. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 240 с.

З.А. Яночкина, Т.Ф. Букина, Е.Ф. Ахлестина²⁹

Эволюция седиментогенеза позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы

Воссоздание эволюции седиментогенеза в истории Земли является одной из главнейших задач осадочной геологии. Многолетние комплексные литолого-фациальные исследования образований позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы позволили авторам установить эволюционную направленность осадконакопления,

²⁹ Геологическое отделение НИИ ЕН СГУ, Саратов; niig@sgu.ssu.runnet.ru

проявившуюся в изменении объемов и типов отложений, зафиксированных в необратимых изменениях их вещественных характеристик [2–4]. Такие изменения связаны с влиянием на ход седиментогенеза тектонических движений, климата и ряда других геологических факторов.

1. За период от перми до палеогена направленно изменялись типы бассейнов седиментации от солеродного в ранней перми через солоноватоводный в триасе и стагнированный сланцеродный в волжском веке юры до нормально-морского в раннем мелу. Наиболее существенная перестройка структурного плана осадочных бассейнов, приблизившихся к субокеаническому типу, произошла в позднем мелу и в палеогене. Осадки этих бассейнов имели больше сходства, нежели различий с аналогичными осадками Атлантического океана.

2. На фоне направленных климатических колебаний (от аридного в перми и семиаридного в триасе к субгумидному в юре и гумидному субтропическому в мелу и палеогене) меняются соотношения форм дезинтеграции вещества на источниках сноса, каковыми являлись Уральские и Донецкие горные сооружения, Воронежская антеклиза и возвышенная Русская равнина. Физическое выветривание с механической дезинтеграцией пород постепенно уступает место химической дезинтеграции вещества с образованием кор выветривания.

3. Резко эволюционирует в сторону уменьшения темп седиментации. В кратковременные интервалы поздней перми и раннего триаса накапливались мощные толщи делювиальных, озерных терригенных высокополимиктовых песчано-глинистых осадков, а также лагунных хемогенных сульфатно-карбонатных и биогенно-хемогенных карбонатных образований. В юго-западной части Прикаспия (оленекский век) формировались прибрежно-морские бассейновые осадки. В среднем триасе широкое распространение получили мелководно-морские терригенно-биогенные остракодово-кокколитовые известковые образования значительной мощности. Для алевроито-глинисто-карбонатных осадков мелководья, заливов и лагун характерны полимиктовый состав алевроитовых и гидрослюдисто-хлоритовый состав глинистых частиц. В позднем триасе формировались аллювиальные и озерно-болотные, олигомиктовые песчаные и углисто-алевро-глинистые осадки гидрослюдисто-хлоритово-каолинитового состава с сидеритом.

Начиная с ранней юры при низком темпе седиментации примерно в такие же временные интервалы накапливались менее значительные по общей мощности углисто-песчано-алеврито-глинистые осадки заболоченных озер на равнине, заливаемой морем, песчаные озерные и русловые. Алевроит и песок кварцевый и слюдисто-полевошпат-кварцевый с обломками пород. Глинистое вещество хлорит-гидрослюдо-монтмориллонитовое с повышенным содержанием каолинита. В поздней юре преобладали морские условия. Накапливались глинистые, глинисто-известковые фораминиферово-кокколитовые (терригенно-биогенные), а также известково-глинистые осадки впадин. Крайне низким темпом седимен-

тации характеризовался позднеюрский стагнированный морской бассейн с известково-глинисто-сапропелевыми и сапропелевыми осадками зон, удаленных от побережья, депрессионных участков, открытого мелководья и заливов, типичных биолитово-кокколитовых и фораминиферово-кокколитовых илов с сохранившимся органическим веществом.

В раннем мелу накапливались преимущественно песчано-алевритово-глинисто-кремнистые осадки подвижного открытого мелководья и отмельных зон. Пески, алевриты полевшпатово-глауконитово-кварцевые и кварцевые. Глины гидрослюдисто-монтмориллонитовые. В гравийно-песчаных осадках прибрежных зон моря песок кварцевый разнозернистый, галька и гравий из фосфоритов, кварца, кремней. Темп седиментации локально повышался.

В позднем мелу значительно расширилась область пелагиали, где медленно протекало накопление биогенных карбонатных фораминиферово-кокколитовых, карбонатно-кремнистых и кремнистых осадков с радиоляриями. В мелководно-прибрежных участках субокеанического бассейна происходило более активное накопление биогенно-терригенных и терригенных известково-глинисто-алевритовых, глинисто-алевритовых и алевритово-песчаных осадков. Состав песчаного материала кварцевый с незначительной примесью полевых шпатов.

В палеогене существенно изменилась морфология дна субокеанического бассейна, выраженная в нарастании степени его дифференцированности, в углублении отдельных участков с образованием впадин, грабенов, возможно, связанных с процессами расширения Земли [1]. При небольшом сокращении размеров бассейна в эоцене – олигоцене увеличилось разнообразие фациально-генетических типов осадков и локальность их распределения. В пелагиали продолжалось накопление известково-глинисто-кремнистых осадков с преобладанием кремнистой составляющей. В углубленных участках бассейна развитие получили кремнистые осадки (диатомовые и глинисто-диатомовые илы). В зонах открытого мелководья, морских отмелей, авандельт и прибрежного мелководья накапливались алевритовые, глинисто-алевритово-песчаные и песчаные отложения, главным образом, с мономинеральным характером терригенного материала – кварцевые алевриты и пески; гидрослюдисто-монтмориллонитовые и монтмориллонитовые глины.

Таким образом, эволюция седиментогенеза от перми до палеогена включительно проявилась в последовательной и направленной смене фациально-генетических типов осадков и вещественных особенностей отложений, выраженных в уменьшении роли хемогенных и терригенно-хемогенных образований и соответственно в возрастании роли карбонатных, сапропелевых, кремнистых биогенных, а также терригенных осадков высокой степени зрелости.

Литература

1. Тимофеев П.П. Генетическое учение об осадочных геологических формациях (к теории формационного анализа) / Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург, 2000. С. 15–27.

2. Яночкина З.А., Гуцаки В.А., Иванов А.В., Букина Т.Ф., Ахлестина Е.Ф., Бондаренко Н.А., Московский Г.А. Литолого-фациальные особенности отложений позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы. Труды НИИ геологии СГУ. Новая серия. Т. V. Саратов: Изд-во Гос. УНЦ “Колледж”, 2000. 114 с.

3. Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Ахлестина Е.Ф., Жидовинов Н.Я., Турунов Д.А. Цикличность осадконакопления в бассейнах позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы / Тр. НИИ геологии Саратов. ун-та. Новая серия. Т. VIII. Саратов: Научная книга, 2001. С. 100–105.

4. Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В., Жидовинов Н.Я. Наиболее значимые событийные уровни, выраженные в вещественном составе отложений позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы // Изв. Саратов. ун-та. Новая серия. 2004. Т. 4. Вып. 1–2. С. 63–78.

УКАЗАТЕЛЬ АВТОРОВ

- Авдеев Д.В., т.1, с.358
Авдонин В.В., т.2, с.114
Азербайбаев Н.А., т.1, с.28
Аксаментова Н.В., т.2, с.116
Алексеев В.П., т.1, с.31, т.2, с.222
Алексеева В.А., т.1, с.295
Алиев Р.А., т.1, с.177
Амиров Э.Ф., т.2, с. 225
Андреева О.В., т.1, с.235
Анрианова Е.А., т.1, с.34, 268
Анищенко Л.А., т.2, с.32
Антошкина А.И., т.1, с.36
Анфимов Л.В., т.1, с.38, т.2, с.119
Аракелянц М.М., т.1, с.245
Аухатов Я.Г., т.2, с.122
Афанасьев С.Л., т.1, с.40
Афанасьева Н.И., т.1, с.83
Ахлестина Е.Ф., т.2, с.291
Ахмедова Т.Г., т.2, с.95
Бабаев Ш.А., т.1, с.43
Байков А.А., т.1, с.383
Балабанов Ю.П., т.2, с.227
Баланчивадзе С.Г., т.2, с.231
Балуховский А.Н., т.2, с.76
Барабашкин Е.Ю., т.1, с.45, 80
Баренбаум А.А., т.1, с.298
Батурина Т.П., т.2, с.102
Беленицкая Г.А., т.1, с.48, 301
Беляев Е.В., т.2, с.192
Бергман И.А., т.2, с.234, 236
Бережная Н.Г., т.1, с.96
Березкин В.И., т.1, с.304
Берто Г., т.1, с.24
Бетелев Н.П., т.2, с.239
Благовидов В.В., т.1, с.185
Бобров В.А., т.1, с.177
Боголюбова Л.И., т.2, с.45
Бойко Н.И., т.2, с.125, 128
Бондаренко Г.Е., т.1, с.203
Брюханова Н.Н., т.2, с.25
Бугельский Ю.Ю., т.2, с.131
Букина Т.Ф., т.2, с.291
Булгакова М.Д., т.2, с.242
Бурлева О.В., т.1, с.238
Бурлин Ю.К., т.2, с.3
Буякайте М.И., т.1, с.203
Былинская М.Е., т.1, с.117
Вакуленко Л.Г., т.1, с.51, 283
Вараксина И.В., т.1, с.241
Варенцов И.М., т.2, с.134
Варнаровский В.Г., т.1, с.54, т.2, с.245
Векслер А.Б., т.1, с.57
Верзилин Н.Н., т.1, с.59, т.2, с.6
Вознесенский А.И., т.2, с.248
Войцеховский Г.В., т.1, с.388
Вологина Е.Г., т.1, с.62
Волохин Ю.Г., т.1, с.307
Воронин Б.И., т.2, с.108, 111
Габдуллин Р.Р., т.2, с.250
Габлина И.Ф., т.2, с.136
Гаврилов Ю.О., т.1, с.310
Гаген-Торн О.Я., т.1, с.101
Гайнанов В.Г., т.1, с.155
Галеев А.А., т.1, с.243, т.2, с.59
Гареев Э.З., т.1, с.129
Генералова Л.В., т.1, с.65
Гнилко О.М., т.1, с.65
Головин Д.И., т.1, с.203, 349
Головина Л.А., т.1, с.117
Голубова Н.В., т.1, с.67
Голубовская Е.В., т.1, с.314
Гончаренко О.П., т.2, с.195
Горохов И.М., т.1, с.245, 320
Горюнова Н.В., т.1, с.70
Гражданкин Д.В., т.1, с.129
Гусев И.М., т.2, с.54
Гущина Н.Е., т.1, с.291
Джерелс Дж., т.1, с.203, 369

- Дмитриев Д.А., т.2, с.211
Дмитриева Н.В., т.1, с.317
Дмитриевский А.Н., т.1, с.14, т.2, с.79
Доненберг В.М., т.1, с.57
Дубинчук В.Т., т.1, с.268
Думитру Т., т.1, с.369
Дурников В.И., т.1, с.286
Епифанов В.А., т.2, с.139, 252
Еремеев В.В., т.1, с.73, 74
Еремеев Н.В., т.1, с.248, 271
Ерошев-Шак В.А., т.2, с.82
Жабин А.В., т.1, с.388, т.2, с.87
Жарков А.М., т.2, с.254
Жданова А.И., т.1, с.77
Журавлев А.В., т.1, с.301
Зазулина В.Е., т.1, с.358
Зайцев А.В., т.1, с.80
Зайцева Т.С., т.1, с.245, 320
Замирайлова А.Г., т.2, с.197
Занин Ю.Н., т.2, с.197
Зарицкий П.В., т.1, с.249, т.2, с.66
Звонарев А.Е., т.1, с.194, т.2, с.211
Зедгенизов А.Н., т.1, с.304
Зинчук Н.Н., т.1, с.104
Золотарёв Б.П., т.2, с.82
Зольников И.Д., т.1, с.77
Зорина С.О., т.1, с.83
Зохранова В.Р., т.1, с.43
Зыкин Н.Н., т.1, с.322, 325
Зыков С.Б., т.2, с.166
Иванов В.В., т.1, с.307
Иванова Е.В., т.1, с.135
Иванова Н.А., т.1, с.224
Ивановская А.В., т.1, с.251
Ивановская Т.А., т.1, с.320
Ивлиев А.И., т.1, с.328
Изотов В.Г., т.1, с.85, т.2, с.122, 227
Исаев Г.Д., т.1, с.88, 90
Ишерская М.В., т.1, с.129
Казанский А.Ю., т.1, с.77
Караваев В.Я., т.2, с.66
Каретин Ю.С., т.2, с.258
Карнаухова Г.А., т.1, с.93, 331
Карнюшина Е.Е., т.2, с.3, 261
Карпов Г.А., т.2, с.82
Карпова Е.В., т.2, с.263
Кетрис М.П., т.2, с.76
Кизильштейн Л.Я., т.2, с.9
Кириллова Г.Л., т.2, с.28
Киселев Г.П., т.2, с.166
Клавдиева Н.В., т.1, с.254
Клевцов А.А., т.2, с.66
Клец А.Г., т.2, с.102
Клещенко Н.С., т.1, с.258
Ковальчук М.С., т.2, с.11, 142
Ковач В.П., т.1, с.366
Кожевников В.Н., т.1, с.96
Козыренко Т.Ф., т.1, с.166
Кокин А.В., т.1, с.333
Колокольцев В.Г., т.1, с.301
Кольчугин А.Н., т.1, с.132, т.2, с.19
Конюхов А.И., т.2, с.13
Копорулин В.И., т.1, с.337, т.2, с.16
Корнева Р.Г., т.1, с.99
Корнилова А.Ю., т.1, с.129, 340
Коробицын А.В., т.2, с.143, 147
Коробов А.Д., т.1, с.261
Коробова Л.А., т.1, с.261
Коробова Н.И., т.2, с.261
Королев Э.А., т.1, с.132, т.2, с.19
Костылева В.В., т.1, с.101
Котельников Д.Д., т.1, с.104
Котов А.Б., т.1, с.344, 366
Котова Л.Н., т.1, с.344, 366
Крапивенцева В.В., т.2, с.153
Кринари Г.А., т.2, с.19, 59
Криулина Г.Ю., т.1, с.107, 111
Крупенин М.Т., т.1, с.129, т.2, с.155
Кудряшов Н.М., т.1, с.376
Кузнецов А.Б., т.1, с.245
Кузнецов В.Г., т.1, с.114, 263
Курило М.В., т.1, с.347
Кутявин Э.П., т.1, с.245
Кушева Ю.В., т.1, с.349
Лаврушин Ю.А., т.2, с.266

- Лазур О.Г., т.2, с.158, 179
Лаломов А.В., т.1, с.148, 152
Лаптева Н.И., т.2, с.160
Ларин А.М., т.1, с.366
Ларионов А.Н., т.1, с.96
Левитан М.А., т.1, с.139
Левченко О.В., т.1, с.135, 155
Леоненко Г.Н., т.2, с.22, 89
Леонов М.Г., т.1, с.213
Леонова Л.В., т.1, с.243
Летникова Е.Ф., т.1, с.352
Летягина Е.А., т.1, с.117
Лисицын А.П., т.1, с.177, 227
Литвинова Т.В., т.1, с.298, т.2, с.199
Лобасов А.П., т.2, с.220
Ломоносов И.С., т.2, с.25
Лоскутов В.В., т.2, с.177
Ляпунов С.М., т.1, с.337
Мадиев М.З., т.1, с.51
Макарихин В.В., т.1, с.96
Макаров В.П., т.1, с.119, 123
Малёнкина С.Ю., т.2, с.203
Малиновский А.И., т.1, с.126
Малиновский Ю.М., т.2, с.269
Малов А.И., т.2, с.163, 166
Маничев В.И., т.2, с.66
Марданова С.Р., т.2, с.261
Маркевич П.В., т.1, с.126
Маркова В.Н., т.1, с.263, 266
Маслов А.В., т.1, с.129, 354
Матасова Г.Г., т.1, с.77
Матухин Р.Г., т.2, с.206
Мачулина С.А., т.2, с.92
Медведев М.Н., т.1, с.185
Медведев П.В., т.1, с.96
Медведева С.А., т.1, с.358, т.2, с.28
Мельников Н.Н., т.1, с.245, 320
Мерклин Л.Р., т.1, с.155
Мизенс Г.А., т.1, с.258, 361
Миллер Э.Л., т.1, с.203, 369
Морозов В.П., т.1, с.132, т.2, с.19
Московский Г.А., т.2, с.208
Мурдмаа И.О., т.1, с.139
Мустафаев М.А., т.2, с.95
Назарова Т.Н., т.1, с.376
Найденев О.В., т.1, с.266
Невоструев Э.Г., т.1, с.90
Никулова Н.Ю., т.1, с.139
Никульшин А.С., т.1, с.141
Новигатский А.Н., т.1, с.144, 177
Новиков В.М., т.2, с.131
Новрузов Н.А., т.2, с.169
Ножкин А.Д., т.1, с.317
Носова А.А., т.1, с.235
Окнова Н.С., т.1, с.59, т.2, с.6
Оловянишников В.Г., т.1, с.129, 146;
т.2, с.171
Панов Б.С., т.2, с.66
Парфенова О.В., т.2, с.98
Патык-Кара Н.Г., т.1, с.34, 148, 268
Пауль Р.К., т.1, с.363
Пельымский Г.А., т.2, с.160
Петров Г.А., т.1, с.129
Петрова В.В., т.1, с.117
Печенкин В.Г., т.2, с.171
Печенкин И.Г., т.2, с.171
Пинский Э.М., т.2, с.271
Платонов М.В., т.1, с.152, т.2, с.52
Подковыров В.Н., т.1, с.129, 344,
354, 366
Поляков А.С., т.1, с.155
Полянский Б.В., т.1, с.158
Пономарчук В.А., т.2, с.286
Попов А.Ю., т.1, с.51
Попов Н.В., т.1, с.304
Постников А.А., т.1, с.304
Потлова М.М., т.1, с.291
Предтеченская Е.А., т.1, с.90, 160
Прокопьев А.В., т.1, с.369
Развозжаева Е.П., т.2, с.28
Расулов А.Т., т.2, с.372
Ронкин Ю.Л., т.1, с.96, 129
Росляков А.Г., т.1, с.155
Ростовцева Ю.В., т.1, с.166, 170, т.2,
с.98
Рубан Д.А., т.1, с.174, 175

Рудик Г.П., т.2, с.166
Рудов А.А., т.2, с.79
Русинова О.В., т.2, с.42
Рыбалко А.Е., т.1, с.177
Рыжов А.Е., т.1, с.271
Рычанчик Д.В., т.1, с.96
Рябинкина Н.Н., т.2, с.32
Рябченко В.Н., т.1, с.266
Саватенков В.М., т.1, с.344
Савко А.Д., т.2, с.177, 211
Салдин В.А., т.1, с.180
Салихов В.С., т.2, с.34
Сандула А.Н., т.1, с.183
Сапьяник В.В., т.1, с.160
Сараев С.В., т.2, с.102
Сатарова В.В., т.1, с.307
Сафронов В.Т., т.1, с.373
Свальнов В.Н., т.1, с.155
Светов С.А., т.1, с.376
Светова А.И., т.1, с.376
Седаева К.М., т.1, с.275, т.2, с.37
Седлецкий В.И., т.1, с.383
Семенов Г.А., т.1, с.379, 383
Семенов Е.О., т.1, 271, 278
Сергеев Д.С., т.1, с.281
Сергеева Н.Е., т.2, с.114
Сергеева Э.И., т.1, с.281
Середин В.В., т.1, с.337
Серкина Г.Г., т.2, с.274
Симонов В.А., т.1, с.283
Сиротенко Л.В., т.1, с.286
Сиротенко О.И., т.2, с.40
Сиротин В.И., т.1, с.388, т.2, с.277
Ситдикова Л.М., т.2, с.122, 227
Скобелева Н.М., т.1, с.263
Скупченко Е.К., т.1, с.135
Слукин А.Д., т.2, с.131
Соболева А.А., т.1, с.139
Советов Ю.К., т.1, с.185
Созинов Н.А., т.2, с.179
Соловьева Н.А., т.1, с.188
Староверов В.Н., т.1, с.191, 194
Стукалова И.Е., т.2, с.42, 54
Сурков А.В., т.1, с.123
Сывороткин В.Л., т.1, с.197
Сынгаевский Е.Д., т.2, с.42
Сысолова Г.Г., т.1, с.90, 160
Сыстра Ю.Й., т.1, с.96
Талла Б.В., т.1, с.67
Танинская Н.В., т.2, с.279
Танькин М.С., т.1, с.352
Терлеев А.А., т.1, с.352
Тимофеев В.Ф., т.1, с.304
Тимофеев П.П., т.1, с.5, т.2, с.45
Тимошина И.Д., т.1, с.304
Толкачикова А.А., т.1, с.200
Томилова Н.Н., т.2, с.79
Торо Х., т.1, с.369
Трошин Ю.П., т.2, с.25
Тугарова М.А., т.2, с.49, 52
Туркина О.М., т.1, с.317
Турченко Т.Л., т.1, с.245
Тучкова М.И., т.1, с.203
Урашинов Б.Л., т.1, с.90
Фёдорова Г.Г., т.1, с.288
Фигура Л.А., т.2, с.11, 142
Филиппов А.Н., т.1, с.205
Фролов В.Т., т.1, с.207, т.2, с.282
Хабаров Е.М., т.2, с.286
Халепп Л.В., т.2, с.227
Хардилов А.Э., т.2, с.214
Хасанов Р.Р., т.2, с.182
Холмовой Г.В., т.2, с.266
Холодная И.А., т.2, с.185
Холодов В.Н., т.1, с.17, т.2, с.187, 216
Хрусталеv В.К., т.2, с.217
Хрущов Д.П., т.2, с.220
Цеховский Ю.Г., т.1, с.213, т.2, с.54
Черкасов Г.Н., т.2, с.188
Чернова Л.С., т.1, с.224, 291
Чурбанов А.А., т.1, с.243
Шайдуллин А.А., т.2, с.59
Шайдуллин И.А., т.2, с.59
Шарданова Т.А., т.1, с.188
Шатров В.А., т.1, с.385, 388

Швецова И.В., т.1, с.139
Шевченко В.П., т.1, с.177, 227
Шевырёв Л.Т., т.1, с.177
Шестаков О.В., т.2, с.142
Ширшов С.А., т.2, с.211
Шишлов С.Б., т.1, с.229
Шкодзинский В.С., т.2, с.105, 289
Штурм М., т.1, с.62
Шульга В.Ф., т.2, с.62, 66
Щербакова М.Н., т.1, с.232

Эдер В.Г., т.2, с.70
Эфендиева Э.Н., т.1, с.43
Юдович Я.Э., т.2, с.76
Юркова Р.М., т.2, с.108, 111
Юрова М.П., т.2, с.79
Яковлев Г.Е., т.2, с.3
Яковлева О.В., т.1, с.320
Ян П.А., т.1, с.51
Яночкина З.А., т.2, с.291
Япаскурт О.В., т.1, с.17, 170, 213

СОДЕРЖАНИЕ

Секция 4. Биосферные проявления в осадочном процессе	3
<i>Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е., Яковлев Г.Е.</i> Особенности нефтегазоносных толщ в осадочных бассейнах различного типа	3
<i>Верзилин Н.Н., Окнова Н.С.</i> Изменение скоростей эвтрофикации стратиферы и накопления горючих полезных ископаемых в фанерозое	6
<i>Кизильштейн Л.Я.</i> Роль состава органического вещества в процессах гипергенного сульфидообразования	9
<i>Ковальчук М.С., Фигура Л.А.</i> Участие органического вещества в процессах биоминерализации золота в осадочных комплексах Украины	11
<i>Конюхов А.И.</i> Тектоно-седиментационные комплексы палеозоя и их нефтегазоносность в бортовых зонах Прикаспийской впадины и на уральской окраине Русской плиты	13
<i>Копорулин В.И.</i> О перспективах угленосности и нефтегазоносности осадочного чехла морей Баренцева, Карского и Лаптевых	16
<i>Кринари Г.А., Морозов В.П., Королёв Э.А., Кольчугин А.Н.</i> Биокосный эпигенез: факторы и механизмы	19
<i>Леоненко Г.Н.</i> Энергетические условия и процессы осадконакопления и породообразования, связь с нефтегазоносностью осадочных бассейнов	22
<i>Ломоносов И.С., Брюханова Н.Н., Трошин Ю.П.</i> Роль органического вещества в осадочном процессе при формировании селенодефицитной провинции природных вод Байкальской рифтовой зоны	25
<i>Медведева С.А., Кириллова Г.Л., Развозжаева Е.П.</i> О плотностных и битуминологических свойствах позднемезозойских пород в связи с возможной нефтегазоносностью Среднеамурского осадочного бассейна.	28
<i>Рябинкина Н.Н., Анищенко Л.А.</i> Роль органического вещества в уточнении условий осадконакопления (на примере Вуктыльской площади Тимано-Печорской провинции)	32
<i>Салихов В.С.</i> Органическое вещество и осадочное меденакопление	34
<i>Седаева К.М.</i> О природе углеродистого вещества шунгитов	37
<i>Сиротенко О.И.</i> Катагенез органического вещества надвигово-шарьяжных зон (на примере западных складок Урала)	40
<i>Стукалова И.Е., Русинова О.В., Сынгаевский Е.Д.</i> Термальное изменение углей на контакте с интрузивными породами	42
<i>Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.</i> Органическое вещество интинской свиты юга Печорского угольного бассейна (к теории генетического формационного анализа)	45
<i>Тугарова М.А.</i> Углеводороды современных осадков, процессы их взаимодействия с минеральным веществом	49
<i>Тугарова М.А., Платонов М.В.</i> Распределение органического вещества в породах кембро-ордовикской толщи Ленинградской области	52

<i>Цеховский Ю.Г., Стукалова И.Е., Гусев И.М.</i> Формирование мощных пластов угля в мезозойских грабенах Западного Забайкалья	54
<i>Шайдуллин И.А., Шайдуллин А.А., Кринари Г.А., Галеев А.А.</i> Биокосные причины окварцевания коллекторов нефти	59
<i>Шульга В.Ф.</i> Палеопотамическое изучение нижних промышленно-угленосных формаций Донецкого и Львовско-Волынского бассейнов	62
<i>Шульга В.Ф., Караваев В.Я., Маничев В.И., Зарицкий П.В., Клевцов А.А., Панов Б.С.</i> Сравнительный анализ экзотических включений в угольных пластах	66
<i>Эдер В.Г.</i> Условия формирования ниже-среднекембрийских черносланцевых отложений Сибирской платформы в районе среднего течения р. Лены	70
<i>Юдович Я.Э., Кетрис М.П.</i> Новый вклад в геохимию углей	72
Секция 5. Вулканизм и осадочные процессы	76
<i>Балуховский А.Н.</i> Осадочные ассоциации плейстоцена тихоокеанской окраины Азии	76
<i>Дмитриевский А.Н., Томилова Н.Н., Юрова М.П., Рудов А.А.</i> Вулканыты – нетрадиционные коллекторы нефти и газа	79
<i>Ероцев-Шак В.А., Золотарёв Б.П., Карнов Г.А.</i> Постэруптивный литорудогенез	82
<i>Жабин А.В.</i> Ассоциации глинистых минералов как признаки эндогенных процессов	87
<i>Леоненко Г.Н.</i> Эволюция вулканизма и осадконакопления Центрально-Приохотской вулканической области Охотско-Чукотского вулканического пояса	89
<i>Мачулина С.А.</i> Палеозойский осадочный и дайково-эффузивный комплексы зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом	92
<i>Мустафаев М.А., Ахмедова Т.Г.</i> Особенности литогенеза вулканогенно-осадочного типа эоцена Шахдагского прогиба Малого Кавказа	95
<i>Ростовцева Ю.В., Парфенова О.В.</i> Отражение орогенного вулканизма Альпийской складчатой области в строении средне-верхнемиоценовых толщ Керченско-Таманского прогиба	98
<i>Сараев С.В., Клец А.Г., Батурина Т.П.</i> Триасовый вулканизм и осадконакопление на территории Западно-Сибирской геосинеклизы	102
<i>Шкодзинский В.С.</i> Происхождение континентальной земной коры (модель глобального магматического фракционирования)	105
<i>Юркова Б.И., Воронин Б.И.</i> Апопелловые метасоматиты во флишоидных комплексах предостроводужных палеозон	108
<i>Юркова Р.М., Воронин Б.И.</i> Особенности состава кластогенных компонентов в песчаниках флишоидных комплексов предостроводужных палеозон.	111

Секция 6-а. Рудогенез (редкометалльно-урановый и другой стратиформный)	114
<i>Авдонин В.В., Сергеева Н.Е.</i> Особенности океанского железомарганцевого рудогенеза	114
<i>Аксментова Н.В.</i> Литохимические особенности и условия накопления некоторых докембрийских железисто-кремнистых формаций Восточно-Европейского кратона	116
<i>Анфимов Л.В.</i> Причина стратификации гидротермально-метасоматических месторождений магнетита в рифейском разрезе Южноуральской провинции	119
<i>Аухатов Я.Г., Изотов В.Г., Ситдикова Л.М.</i> Литогеодинамическая специфика и минерагенические особенности областей опускания некомпенсированного типа	122
<i>Бойко Н.И.</i> К металлогении рифогенных комплексов	125
<i>Бойко Н.И.</i> Металлогенические особенности Мезмайского потенциального рудного поля	128
<i>Бугельский Ю.Ю., Новиков В.М., Слукин А.Д.</i> Механизм формирования зонального профиля рудоносных кор выветривания (гипотезы, факты)	131
<i>Варенцов И.М.</i> Формирование марганцеворудных гигантов в черносланцевых бассейнах Паратетиса: следствия геодинамических и импактных событий у границы эоцен/олигоцен	134
<i>Габлина И.Ф.</i> Сульфиды меди и меди-железа на разных стадиях литогенеза	136
<i>Епифанов В.А.</i> Гидрогенное бокситообразование в пульсациях Земли	139
<i>Ковальчук М.С., Фигура Л.А., Шестаков О.В.</i> Гидрогенное золото в осадочных комплексах Украины	142
<i>Коробицын А.В.</i> Стадиальная минерагения осадочных бассейнов платформенных и складчатых областей	143
<i>Коробицын А.В.</i> Стадиальные типы концентрации золота осадочных бассейнов	147
<i>Кратиенцева В.В.</i> Геологический и литологический контроль повышенной металлоносности угленосных мезозойских и кайнозойских формаций Приамурья (Хабаровский край)	153
<i>Крупенин М.Т.</i> Типизация и механизмы формирования месторождений Южно-Уральской магнетитовой провинции	155
<i>Лазур О.Г.</i> Особенности развития железнакопления в ранние периоды становления Земли	158
<i>Лаптева Н.И., Пельмский Г.А.</i> К вопросу о комплексности медных руд Удокана	160
<i>Малов А.И.</i> Гидрогенная эволюция отложений венда Мезенской синеклизы	163
<i>Малов А.И., Киселев Г.П., Зыков С.Б., Рудик Г.П.</i> Гидрогенное перераспределение урана в отложениях венда Северо-Двинской впадины	166

<i>Новрузов Н.А.</i> Особенности стратиформного колчеданно-полиметаллического оруденения на Южном склоне Большого Кавказа (на примере Филлизчайского месторождения)	169
<i>Оловянишников В.Г.</i> Минеральные новообразования титана в рифейских осадочно-метаморфических породах Тимана	171
<i>Печенкин И.Г., Печенкин В.Г.</i> Гидрогенное рудообразование в Ордовском осадочном бассейне	174
<i>Савко А.Д., Шевырѐв Л.Т., Лоскутов В.В.</i> Вклад “рассеянного рудогенеза” в общую металлоносность осадочных бассейнов	177
<i>Созинов Н.А., Лазур О.Г.</i> Роль углеродистого вещества в формировании полиэлементной минерализации	179
<i>Хасанов Р.Р.</i> Рудные минералы угленосных формаций и их обрамления как индикаторы условий седиментогенеза	182
<i>Холодная И.А.</i> Комплексные редкометалльно-титановые россыпи современного побережья Черного моря	185
<i>Холодов В.Н.</i> Катагенез и формирование эпигенетических стратиформных месторождений Донбасса	187
<i>Черкасов Г.Н.</i> Неоген-четвертичный вулканизм и современное гидрогенное рудообразование в Саяно-Байкальской области Сибири	188
Секция 6-б. Неметаллические полезные ископаемые	192
<i>Беляев Е.В.</i> Минерально-сырьевая база нерудных полезных ископаемых Нижнего Прикамья	192
<i>Гончаренко О.П.</i> Особенности формирования боратов в пермском Прикаспийском бассейне	195
<i>Занин Ю.Н., Замрайлова А.Г.</i> Закономерности распределения урана в гипергенных фосфоритах	197
<i>Литвинова Т.В.</i> Условия образования и генезис пластовых фосфоритов	199
<i>Малѐнкина С.Ю.</i> Процесс фосфатонакопления в юрских и меловых осадках Восточно-Европейской платформы	203
<i>Матухин Р.Г.</i> Литолого-палеогеографические предпосылки коренной алмазности среднего палеозоя юго-запада Тунгусской синеклизы (Сибирская платформа)	206
<i>Московский Г.А.</i> Основные черты гидрохимии пермского галогенеза Прикаспия	208
<i>Савко А.Д., Дмитриев Д.А., Звонарев А.Е., Ширшов С.А.</i> Структурно-фациальный и стадийный анализы при поисках неметаллических полезных ископаемых	211
<i>Хардинов А.Э.</i> Цеолитоносные формации Северного Кавказа	214
<i>Холодов В.Н.</i> О происхождении сеноманских желваковых фосфоритов Днепрово-Донецкой впадины (палеогеографический аспект)	216
<i>Хрусталева В.К.</i> Неметаллические осадочные полезные ископаемые Селенга-Хаимского перикратонного прогиба (Западное Забайкалье)	217

<i>Хрущов Д.П., Лобасов А.П.</i> База данных и атлас “Соленосные формации Украины”	220
Секция 7. Цикличность процессов осадко-, породо- и рудообразования и их эволюция в геологической истории Земли	222
<i>Алексеев В.П.</i> Некоторые седиментологические аспекты циклогенеза	222
<i>Амиров Э.Ф.</i> Полный осадочный цикл верхнеапшеронского подъяруса западного борта Южно-Каспийской впадины	225
<i>Балабанов Ю.П., Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Халепи Л.В.</i> Магнитные свойства и цикличность мезозойских отложений северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба	227
<i>Баланчивадзе С.Г.</i> Эволюция распространения угленосных формаций Кавказа в каменноугольное время	231
<i>Бергман И.А.</i> О состоянии исследований в осадочной геологии раннего докембрия	234
<i>Бергман И.А.</i> Эволюция осадкообразования в истории Земли	236
<i>Бетелев Н.П.</i> Концепция растущей Земли и некоторые вопросы литологии, петрологии, нефтяной геологии и экологии	239
<i>Булгакова М.Д.</i> Эволюционные особенности и главные факторы ранне-среднекембрийского осадконакопления в экваториальных бассейнах Северо-Востока Азии (Якутия)	242
<i>Варнавский В.Г.</i> Эволюционно-корреляционная связь углеобразования с вулканизмом (на примере Юго-Востока России)	245
<i>Вознесенский А.И.</i> Эволюция карбонатакопления на позднемезозойских шельфах Северного Тетиса	248
<i>Габдуллин Р.Р.</i> Геохронность биостратиграфических зон в позднемеловое время (на примере Восточно-Европейской палеобиогеографической области и ее обрамления)	250
<i>Епифанов В.А.</i> Пульсации Земли и макроциклы литогенеза	252
<i>Жарков А.М.</i> Эволюция породообразования на древних платформах	254
<i>Каретин Ю.С.</i> Процессы осадконакопления в подвижном поясе палеозой Урала – отражение обстановок в геодинамическом цикле ограниченной масштабности	258
<i>Карнющина Е.Е., Коробова Н.И., Марданова С.Р.</i> Эволюция юрских обстановок седиментации на северо-востоке Шаимского мегавала (Западная Сибирь)	261
<i>Карпова Е.В.</i> Седиментационно-элювиальная цикличность и длительность перерывов на примере позднедевонского палеобассейна Центрального девонского поля	263
<i>Лаврушин Ю.А., Холмовой Г.В.</i> Эволюция аллювиального осадконакопления в геологической истории Восточно-Европейской платформы	266
<i>Малиновский Ю.М.</i> Нептуническая модель периодичности осадко- и рудообразования	269

<i>Пинский Э.М.</i> Особенности глобальной цикличности осадкообразования в фанерозое	271
<i>Серкина Г.Г.</i> Эволюция состава тяжелой фракции песчаников рифея – среднего палеозоя Сетте-Дабана (юго-восточная Якутия)	274
<i>Сиротин В.И.</i> Новые доказательства раннего зарождения седиментогенеза в доархейской истории Земли	277
<i>Танинская Н.В.</i> Цикличность отложений среднеордовикско-нижнедевонского карбонатного комплекса Печоро-Баренцевоморского мегабассейна	279
<i>Фролов В.Т.</i> Осадочные циклы и циклиты	282
<i>Хабаров Е.М., Пономарчук В.А.</i> Эволюция изотопного состава карбонатного углерода в рифейских бассейнах Восточной Сибири	286
<i>Шкодзинский В.С.</i> Специфика раннедокембрийского осадкообразования	289
<i>Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Ахлестина Е.Ф.</i> Эволюция седиментогенеза позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы	291
Указатель авторов	295
Содержание	300

Научное издание

**ОСАДОЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ:
седиментогенез, литогенез, рудогенез
(эволюция, типизация, диагностика,
моделирование)**

**Материалы
4-го Всероссийского литологического совещания
(Москва, 7–9 ноября 2006 г.)**

Том 2

Компьютерная верстка
Н.В. Клавдиевой

Подписано к печати 11.09.2006 г.
Формат 60×90/16. Гарнитура Times.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 20.
Тип. ВТИИ. Москва. Заказ № 311/06. Тираж 450 экз.

Издательство ГЕОС
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43

