



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ЛИТОЛОГИИ И
ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПРИ ОНЗ РАН

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ИМ. А.А. ТРОФИМУКА

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ

**ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ,
СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ
ПРОЦЕССЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ**

*Материалы VII Всероссийского литологического совещания
Новосибирск, 28-31 октября 2013 г.*

Том I



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ЛИТОЛОГИИ И ОСАДОЧНЫХ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПРИ ОНЗ РАН

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. А.А. ТРОФИМУКА
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



**ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ,
СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ
ПРОЦЕССЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ**

**МАТЕРИАЛЫ
VII Всероссийского литологического совещания**

28-31 октября 2013 г.

Том I

Новосибирск

УДК 552.5+551

ББК 26.31

О-72

Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). В 3 т. / Рос. акад. наук, Науч. совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ ; Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2013. – Т. I. – 426 с. – ISBN 978-5-4262-0045-6.

Сборник содержит материалы докладов VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.), рассматривающие широкий круг вопросов эволюции осадочных бассейнов в геологической истории Земли, условия и процессы возникновения и последующего стадийного изменения осадочных горных пород, цикличность их проявления и факторы, эту цикличность обуславливающие. В представленных материалах большое внимание уделено разнообразным современным методам исследования осадочных образований: литологическим, геохимическим, изотопно-геохимическим, геофизическим, петрофизическим и др., а также их комплексному применению для решения обширного спектра задач. Рассмотрены актуальные теоретические и практические проблемы литологии нефтегазоносных отложений.

Для широкого круга специалистов, а также для преподавателей, аспирантов и студентов высших учебных заведений, специализирующихся в области наук о Земле.

Ответственные редакторы:

Л.Г. Вакуленко, П.А. Ян

Редколлегия:

Л.Г. Вакуленко, П.А. Ян, Е.А. Вакуленко, А.В. Каляда, А.Ю. Попов, М.М. Кротова

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-06102). Не подлежит продаже



*Публикация выполнена с авторских оригиналов
с незначительными редакционными правками*

Фото на обложке А.Ю. Попова

ISBN 978-5-4262-0045-6

© Научный совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ РАН, 2013

© ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН, 2013

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник представляет синтез новейших теоретических разработок литологов и геологов других специальностей, ведущих исследования в России и странах ближнего зарубежья и принявших участие в работе нынешнего совещания. Его организаторы выполняют долг преемственности мероприятий, которые регулярно проводились Межведомственным литологическим комитетом РАН (1994–2011) и проводятся ныне сменившим его Научным советом по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых (НС ЛОПИ) при Отделении наук о Земле РАН. На организуемых плановых совещаниях собирались литологи из научно-исследовательских институтов Академии Наук и различных ведомств, вузов и производственных организаций всей страны, а теперь также и ее ближайших соседей с целью обсуждения актуальных проблем и методологических аспектов науки об осадочных образованиях, вместе с тесно связанными с нею проблемами геологии и геохимии горючих, неметаллических и металлических полезных ископаемых. Каждое такое мероприятие выливалось в фактический смотр очередных научных достижений и идей различных научных коллективов, их лидеров и рядовых участников. Всесоюзные, Всероссийские совещания литологов, как правило, работали в г. Москве, а временами и в иных городах, их институтах или вузах. В настоящем наметилась явная тенденция к центробежному распространению этих мероприятий к научным сообществам регионов России: из шести Всероссийских совещаний в период 2001–2011 гг. половина работала вне столицы – в Сыктывкаре (второе совещание), Екатеринбурге (пятое) и Казани (шестое). Теперь мы вышли в Сибирь.

На последнем из вышеупомянутых совещаний обсуждались концептуальные проблемы современного развития литологии. Нынешнее (седьмое) Всероссийское мероприятие, проводимое в Новосибирске, в Институте нефтегазовой геологии и геофизики имени академика А.А. Трофимука Сибирского отделения РАН, приняло от предыдущего форума в Казани (2011) эстафету фундаментальности, охватив практически все основные интересы литологии и ее главные научные направления, в комплексе с проблемами геотектоники, учения о полезных ископаемых, геофизики, геохимии и биологии. Этот комплексный подход находит отражение в темах десяти секций совещания, которые своим числом и содержанием превзошли объемы вопросов, традиционно обсуждаемых в прошлом. Многообразие рассматриваемых здесь тем объективно отразило *рост востребованности литологии и ее методик* в научных исследованиях и геологоразведочных работах во всем мире (о чем предстоит нам донести до сведения широкой общественности нашей страны).

Фундаментальное значение литологии для всех остальных наук о Земле состоит в том, что в их числе она единственная целенаправленно изучает уникальную (присущую только нашей планете) осадочную оболочку — стратисферу — и ее эволюцию. Ключевые вопросы о времени и способах рождения континентов и океанов доступны решению в первую очередь на основе литологических данных; вопросы о зарождении и эволюции биосферы тоже тесно сочетаются с концепциями литологии. Ей свойственны паритетные взаимодополнения и взаимосвязи с проблематикой практически всех геологических и многих географических наук, прежде всего стратиграфии, палеогеографии, геоморфологии, геотектоники, магматической и метаморфической петрологии, минералогии, геохимии, геофизики, гидрогеологии, инженерной геологии, геокриологии, экологической геологии, четвертичной геологии, океанологии и др., а также учении о полезных ископаемых (большинство их прямо или косвенно обусловлены осадочными процессами).

На современном уровне ее развития литология характеризуется *генетической направленностью, системностью и историчностью* подхода к познанию объектов исследования. Нынешнему ученому и геологу-практику, вне зависимости от цели и аспекта их работы (теоретического либо прикладного характера), приходится рассматривать любую изучаемую им осадочную породу как геологическое образование, имеющее собственную историю зарождения, формирования и бытия в составе стратисферы, где осадки претерпевают структурно-минеральные изменения (эпигенезис) под влиянием меняющихся глубинных термобарических и физико-химических условий среды своего местопребывания и в результате вещественно-флюидных взаимобмен с соседними осадками и горными породами (на стадиях диагенеза и катагенеза).

Историко-геологические реконструкции такого рода процессов и факторов осадочного породообразования доступны литологам благодаря тому, что их наука располагает *специфическими, только ей присущими методами* исследования. Они чрезвычайно информативны, но до сих пор используются геологами и профессионалами др. специальностей не в «полную силу». Это тетрада неразрывно связанных между собой приемов: 1 — *стадиального анализа*, или выявления (в основном на микро- и наноуровнях) этапности формирования и разрушения породообразующих минеральных компонент и привязке этих этапов к событиям геологической истории места зарождения и пребывания исследуемой породы; 2 — *генетического анализа*, т.е. истолкования структурно-текстурных и вещественных признаков процесса (способа) осадконакопления; 3 — *литолого-фациального анализа* условий и палеогеографических обстановок осадконакопления, который базируется на обобщении макронаблюдений и описаний генетических признаков горных пород и характера их сочетаний в геологических разрезах и на площади их распространения и 4 — *циклического и формационного анализов* надпородного уровня организации систем в стратифере.

Наше совещание уделило должное внимание совершенствованию этих методических приемов и, главное, комплексированию их с широко практикуемыми геофизическими работами (доклады на 8-й и 9-й секциях). Симбиоз геофизики с литологией — одна из актуальнейших задач науки и практики сегодняшнего времени. Она обусловлена потребностями всех фундаментальных направлений литологии, которые зафиксированы в тематике секций 1–5, и бассейнового анализа, рассмотренных в секции 10. Главный акцент тематики совещания нацелен на восприятие и обсуждение добытых исследователями *знаний о процессах* седиментогенеза, постседиментационного породообразования и многоэтапных дометаморфических осадочно-породных изменений. Внимание привлечено к раскрытию механизма этих процессов и управляющих ими факторов в стратифере, к их системной взаимозависимости и эволюции в геологической истории нашей планеты. Очевидным становится стремление исследователей литогенеза «мыслить процессами».

Новизна их данных видится в свидетельствах в пользу версий о нелинейности ряда осадочных процессов (*sensu stricto*), о дискретности их проявления, об историко-геологической самоорганизации флюидно-породных систем осадочной оболочки. Представленными здесь фактическими материалами подтверждается парадигма: весь осадочный процесс (*sensu lato*) суть итог взаимовлияния, обмена веществом и энергией между многими сферами планеты. Яркие свидетельства этому мы видим в докладах океанологов школы академика А.П. Лисицына (секция 1), исследователей постседиментационного породообразования (секция 5) и литологов-нефтяников школы А.Э. Конторовича (секция 6) и многих других. Опираясь на эти данные, мы вправе констатировать, что современная *литология стала наукой о процессах не только экзогенного породообразования, но и достаточно глубинных, внутривстратиферных — эпигенетических породных изменениях, а также о причинах (местного и общепланетарного масштаба), управляющих всеми этими изменениями*, вместе с которыми при благоприятных обстоятельствах генерируются нефтиды и стратиформные руды многих металлов (секции 5–7).

Читатель этого сборника почерпнет много совершенно новой информации относительно генезиса и эпигенезиса осадочных образований, в том числе: о недооцененной прежде роли эоловых процессов и их существенном влиянии на океанскую седиментацию, о влиянии на нее биосферных процессов и концепции «живого океана» (А.П. Лисицына), о структурно-текстурных и минеральных свидетелях, недоступных прямому наблюдению, глубинных процессов литификации и о признаках их генетической связи с рудогенезом, о стадийности нефте- и газогенерации в разнотипных осадочно-породных бассейнах, о принципах бассейнового анализа и свидетельствах взаимозависимости нефтидо- и рудогенеза, о результатах системного анализа прямых и косвенных влияний на литогенетические процессы определенных геодинамических режимов формирования и эволюции литосферы и о многих других аспектах, способных внести существенный вклад в дальнейшее развитие фундаментальных разделов теории осадочного процесса.

Заслуженный профессор МГУ, д.г.-м.н., председатель Научного совета по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых ОНЗ РАН. О.В. Япаскурт

РОЛЬ БИОТЫ В ФОРМИРОВАНИИ ФОСФОРИТОВ ЕГИПТА

М.В. Абдель Могхни¹, А.Д. Савко²

¹Каирский университет, Каир

²Воронежский государственный университет, Воронеж, adsavko@geol.vsu.ru

В пределах Египта имеется четыре фосфоритоносных района, в том числе Кусеир-Сафага, расположенный на берегу Красного моря, Сibaия (долина Нила) и в Западной пустыне с двумя месторождениями — Абу Тартур и оазис Дахла (рис. 1). Фосфориты в них приурочены к широко развитым в Египте отложениям кампанского и маастрихтского ярусов, объединяемых в свиту Дауи. В исследованных фосфоритах содержание P_2O_5 составляет 18 % и выше, достигая 34 %.

По фосфоритам Египта имеется серия научных работ (Абдель Могхни, Савко, 2011 и ссылки в ней) по отдельным вопросам их стратиграфии, петрографии, минералогии, геохимии. Вместе с тем недостаточно использованы прецизионные методы, столь необходимые для исследования роли биоты в фосфатогенезе. В основу данной публикации положен фактический материал по 15 разрезам из упомянутых выше месторождений, собранный при геологических работах с 2008 по 2012 годы. Особое внимание уделено электронномикроскопическим исследованиям для изучения органики в фосфоритах (150 анализов).

Фосфориты Египта по слагающим их компонентам разделяются на две основные группы: ортогенные (микробные) и оболочные. Ортогенные (ортохимические) фосфориты являются фосфатными продуктами, которые образуются *in situ* и механически не изменены. В результате формируются бесструктурные фосфатные аргиллиты, фосфатные строматолиты, микробные поверхностные микрослои на твердых поверхностях, импрегнированные в литифицированные карбонаты, конкреции, линзы и слои, микробные слои и покрытия и/или образования внутри раковин организмов. Все эти компоненты первой группы отмечаются редко и представлены мелко диспергированными фосфатными зернами. Преобладают оболочные (аллохимические) фосфориты. Первичная структура прошлых фосфатных осадков разрушена процессами размыва, переноса и переотложения фосфатного вещества. Оболочные фосфатные зерна представлены



Рис. 1. Местоположение главных месторождений фосфоритов Египта

биокластами (костные остатки и зубы), литокластами (пеллетами) и фосфатизированным Риддетритом (водоросли, устрицы и фораминиферы).

Биокласты (гранулы) достаточно распространены, на их долю приходится 20–40 % от объема всех фосфатных зерен. Встречаются в фосфатных породах повсеместно, с различным процентным содержанием, представлены фрагментами раковин беспозвоночных, костными остатками и зубами позвоночных. Фрагменты костей, иногда размером более 6 см, и зубов (до 1,2 см) доминируют во многих фосфатных породах изученных районов. Общее увеличение костных фрагментов коррелируется с увеличением размеров гранул фосфата и зерен кварца. Костные фрагменты (рис. 2 а) обычно имеют больший размер, чем гранулы апатита, светло-коричневые, красновато-коричневые, а также светло-желтые, как правило, удлинённые и угловатые, дислоцированы в результате постседиментационного уплотнения. Некоторые трещины залечены коллофаном или другими минералами, например, кальцитом. Они имеют слоистое (ламинарное) погасание. Широко развито замещение фосфатов другими минералами (кремнеземом и/или карбонатами).

Следы активной микробактериальной деятельности наблюдаются в костных остатках благодаря их природной пористой структуре, способствующей развитию микроорганизмов. Бактериальная колония отмечается внутри костных остатков, где вторичный апатит заполняет туннели. Различают бактерии и цианобионты, находящиеся внутри микробактериальных туннелей в морских захороненных костных остатках. Образование туннелей происходит в результате растворения минеральных и органических матриц костей. Зубы акул, часто имеющие острые зубчатые наружные края (рис. 2 б), отмечаются в фосфоритах разных месторождений, но их количество меньше, чем костных остатков.

Литокласты (гранулы) фосфатов формируются в результате переотложения образовавшихся *in situ* бесструктурных фосфатных зерен и представлены копролитами, оолитами и сложными пеллетами. Их отличает широкий диапазон размерности — от пелитовой до псефитовой. Цвет гранул варьирует от одного образца к другому, а также в пределах одного и того же образца и зависит от типа пигмента, углеродистого или железистого. Апатит в копролитах сложен изотропным, скрытокристаллическим, реже микрокристаллическим фосфатом. Количество копролитовых гранул достигает 50 % от общего числа фосфатных зерен. Копролитовые гранулы имеют различные внутренние структуры и текстуры. Округлые и овальные, а также удлинённые фосфатные зерна являются фекальными остатками (копролитами) морских организмов. Аутигенные пеллеты фосфорита имеют изоморфные округлые, угловатоокруглые, угловатые, овальные, пластинчатые, червеобразные или неправильные формы. Преобладают угловатоокруглые и угловатые зерна от алевритовой до гравийной (4 мм) размерности. Всё это свидетельствует о смене гидродинамического режима, преимущественно активного, вызванного сильной волновой деятельностью. Цвет пеллет колеблется от темно-желтого до желтого, но иногда они приобретают красновато-бурую окраску, связанную с процессами ожелезнения. Внутренняя структура пеллет разнообразная: от бесструктурной до пятнистой и точечной. Исследование фосфатных копролитовых зерен под электронным микроскопом свидетельствует, что точечная структура во многих пеллетах обусловлена деятельностью микробиоса (бактерий) (рис. 2 в).

В некоторых копролитовых зернах, как и пеллетах, наблюдаются различные формы жизнедеятельности организмов. Иногда в результате бактериального воздействия образованы многочисленные туннели в зернах копролита (рис. 2 г). Диаметр отверстий бактериальных туннелей не превышает 2 мкм. Нередко отмечаются бактериальные колонии округлой и округло-удлинённой формы. Внешняя граница отдельных пеллет частично корродирована бактериями. Наличие микробактериальной деятельности в копролитовых гранулах, имеющих гладкую поверхность, свидетельствует об их переотложении. Полное и частичное замещение апатита кварцем в пеллетах обусловлено появлением микрошаровидных зерен аморфного кремнезема в порах, появляющихся при растворении фосфатных зерен.

При изучении в шлифах устанавливаются псаммитовая, органогенно-псаммитовая, оолитовая структуры фосфоритов. Обычно пеллеты размером от 0,06 до 2 мм округлые, изометричные или удлинённые. Они зональны, что выражается в их блоковости и потемнении

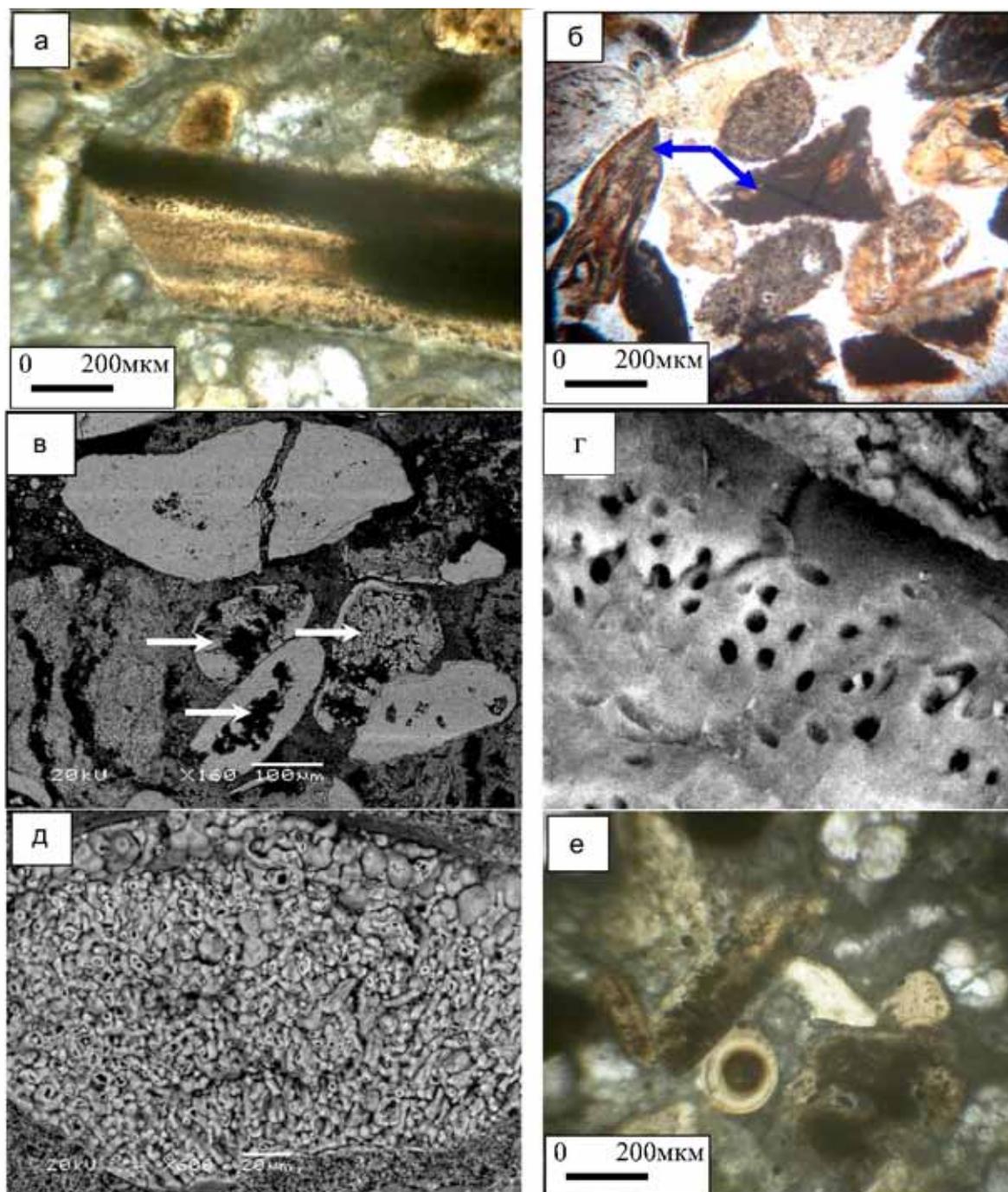


Рис. 2. Снимки фосфоритов: поляризационный микроскоп: а — костный остаток, б — зуб акулы (выделен синими стрелками) и грубозернистые фосфатные пеллеты; электронный микроскоп: в — фосфатные пеллеты биологического мата, в разной степени затронутые бактериальной деятельностью (стрелки), г — удлиненное фосфатное зерно органического происхождения, подвергшееся бактериальной переработке с созданием туннелей, д — колония округлых водорослей; е — фосфатное зерно биологического мата переплетенной системы, сложено колонией водорослей с червеобразными или трубчатыми структурами, фото шлифа

цвета в пределах или на краях пеллет. В их краевых частях имеется несколько химически неоднородных оболочек толщиной от 5 до 25 мкм. Некоторые из них являются бесформенными из-за сжатия, происшедшего в результате неполного уплотнения осадка при диагенезе. Фосфатные гранулы преимущественно простые. В некоторых случаях две или более пеллет объединяются вместе, формируя гранулы сложного строения. Они содержат зерна кварца и других минералов, по трещинам интенсивно дислоцированы и фрагментированы. В целом

многочисленные пеллеты коллофана представляют фекальные гранулы. Некоторые гранулы окатаны при их переотложении. В крупнозернистых фосфатных породах развиты трещины. Часто наблюдается замена коллофановых зерен цементирующим нефосфатным материалом либо по их периферии, либо по трещинам и полостям.

Фосфатизированные остатки водорослей широко распространены и образуются при эпигенетическом замещении карбонатных биокластов апатитом. Фосфатизированный детрит организмов широко распространен и представлен фрагментами устриц и фораминифер. Фрагменты неламинарированных матов сине-зеленых водорослей в объеме фосфатных зерен Северо-Африканского-Ближневосточного фосфоритоносного бассейна составляют не менее 50–60 % всех диагностированных компонентов (Северо-Африканский..., 1999). Фрагменты фосфатизированных микробиальных матов могут слагать отдельные зерна, представленные фосфатизированными водорослями, и они являются почти обязательным элементом как в составе микробиальных матов, так и в межзерновом пространстве. В некоторых образцах фосфоритов распространена система переплетенных пустых полостей, придающих породе червеобразную или трубчатую текстуру с диаметром отверстий до 6 мкм (рис. 2 д). Водоросли колониальные, диаметр их скоплений достигает 200 мкм, длина отдельной водоросли может достигать 60 мкм, толщина трубки — 1 мкм. Частично, а иногда целиком полости водорослей выполнены фосфатными минералами. Отмечаются сломанные фрагменты водорослей, что отражает активный гидродинамический режим. Неоднократно наблюдались водоросли с хаотичной нитчатой структурой. Различные фрагменты водорослей достаточно часто сохраняют первичную структуру. Она представлена колониями растений, полыми стебельками диатомей, пористыми разностями, колониями округлых скорлупок, пластинчатыми остатками, которые иногда заполняются оксидами железа или кальцитом.

Устричные раковины и фораминиферы. Самыми распространенными органическими остатками в отложениях свиты Дауи являются раковины пелеципод, отмечающиеся по всему разрезу. В некоторых исследованных шлифах устричные раковины частично фосфатизированы и окварцованы. Кальцит замещен кварцем, причем кристаллы последнего растут в различных направлениях: от центра к краю раковины и наоборот. Раковины фораминифер сложены микрокристаллическом кальцитом, иногда полностью замещенным фосфатом (рис. 2 е).

Нефосфатные компоненты широко распространены в фосфоритах изученных месторождений и представлены двумя типами: обломочными зёрнами и цементирующими минералами. Среди обломочных фрагментов преобладают зёрна кварца и глауконита, количество которых колеблется от 2 до 20 % от объема фосфатных пород. Цементирующая составляющая включает четыре основных компонента: карбонаты, халцедон, гипс и оксиды железа (гематит). Два или три типа цемента иногда встречаются в одном шлифе, образуя отдельные участки породы. Карбонатный цемент сложен кальцитом и доломитом. Первый наиболее распространен и представлен крупно-, средне-, реже мелкокристаллическими разновидностями. Доломитовый цемент сложен изометричными зёрнами, загрязненными пелитоморфными примесями, из которых главнейшими являются гидроокислы железа. Кремнистый цемент представлен халцедоном, реже кварцем. Одним из самых распространенных цементирующих минералов в фосфоритах Египта является гипс. Он встречается в форме чешуйчатых, волокнистых или плотных мелкозернистых масс; в виде бесцветных или белых кристаллов, заполняющих поры и полости между зёрнами.

Образование фосфоритовых месторождений происходит в результате благоприятного сочетания ряда факторов: палеогеографического, тектонического, количества органической продукции и геохимических условий, в том числе концентрации катионов железа в морской воде, апвеллинга и других. Изученные фосфориты формировались под влиянием морских апвеллингов в бассейнах, находившихся на южном краю Тетиса в кампан-маастрихтское время. Разные местоположения фосфоритовых пород изученных месторождений отражают различные условия их формирования. Предположительно фосфориты района Абу Тартур образовались в опресненных лагунах, месторождений Кусеир-Сафага и Сибайя — в спокойных мелководных условиях, а оазиса Дахла — в зоне активного гидродинамического режима.

Литература

- Абдель Мохни М. В., Савко А.Д. Фосфориты Египта / Тр. НИИ геологии ВГУ. Вып. 65. 2011. 111 с.
Школьник Э.Л. и др. Северо-Африканский-Ближневосточный фосфоритоносный бассейн (СБФБ)
// Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток: Дальнаука, 1999.
С. 56–64.

**НОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ ПО ЛИТОЛОГИИ И ОБСТАНОВКАХ
СЕДИМЕНТАЦИИ РУДОНОСНОГО УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННОГО
КОМПЛЕКСА БАКЫРЧИКСКОЙ ТОЛЩИ (ЗАЙСАНСКАЯ
СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА, КАЗАХСТАН)**

Н.А. Азербает, Т.М. Жаутиков

*Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, Алматы, Azerbayev@mail.ru;
Zhautikov@yandex.ru*

В последние десятилетия в связи с открытием и разработкой месторождений золота значительно возрос интерес к углеродисто-терригенным комплексам пород. Таким специфическим высокоуглеродистым комплексом является бакырчикская толща. Эта толща и приуроченные к ней месторождения расположены в Западно-Калбинской структурно-формационной зоне Зайсанской складчатой системы. Стратиформное золоторудное месторождение Бакырчик и другие месторождения этой зоны приурочены к бакырчикской толще. Впервые она была выделена А.Х. Кагармановым в 1964 г. и принята Решением III Казахстанского стратиграфического совещания 1986 г. в объеме среднего и верхнего отделов каменноугольной системы.

Бакырчикская толща состоит из неравномерного и равномерного (ритмичного) переслаивания неоднородных по составу и структурно-текстурным особенностям углеродистых алевропелитов, в разной степени обогащенных $C_{орг}$, со слоями от тончайших до мелких (толщиной от долей миллиметра до 1,7 см) тонкозернистых обломочных доломитов (доларенитов), в отдельных интервалах образующих ритмиты, своеобразных обломочных пород — аркозовых граувакковых песчаников с включениями обломков алевропелитов (некоторые авторы их называют микститами), седиментационных брекчий, являющихся отложениями гравитационных потоков. В углеродистых алевропелитах присутствует вкрапленность аутигенного диагенетического пирита, а также диагенетические пиритовые конкреции. Промышленное оруденение приурочено к средней части толщи, состоящей из пачки (горизонта) высокоуглеродистых алевропелитов, сильно измененных процессами динамометаморфизма во фронтальной части Кызыловской зоны надвига и превращенных в тектониты, брекчий, катаклазиты и милониты с зонами интенсивного расланцевания, зеркалами скольжения и зонами окварцевания. Преимущественно линзовидные тела разной величины высокоуглеродистых алевропелитов, измененных наложенными процессами динамометаморфизма, содержат золотоносные пирит и арсенопирит. В тектонитах описаны породные и рудные будины изометричной и цилиндрической формы (Жаутиков, 1987).

Под фацией мы понимаем «физико-географические условия образования осадков и сами осадки, образованные в данной обстановке» (Азербает, 1978). При выполнении литолого-фациальных исследований нами широко используется текстурный анализ, разработанный крупнейшим русским литологом Л.Н. Ботвинкиной (1962, 1965, 1970). Мы имеем большой опыт использования текстурного анализа при литологическом изучении отложений подвижных областей Казахстана, в том числе на раннепалеозойских пассивных и активных окраинах (Азербает, 1978, 1997). Отложения подвижных областей отличаются от платформенных не только разнообразием обстановок седиментации, но и сложным соотношением различных типов пород. Н.С. Шатский (1960) указывал на большое значение изучения отложений разных генетических типов. В этом аспекте при описании фаций и литогенетических типов подвижных областей, которые являются вместилищем стратиформных месторождений, большое

внимание уделяется нами механизму образования и транспортировке осадков в конкретной обстановке. Таким образом, глубокий анализ генетических типов отложений становится частью литолого-фациального анализа, при этом описание литогенетических типов выполняется на основе минералого-петрографического изучения пород, детального текстурного анализа и использования материалов изучения отложений морей и океанов.

Об обстановке седиментации рудоносной бақырчыкской толщи высказано несколько точек зрения. Ю.Р. Ручкина полагала, что углеродистые отложения формировались в активных впадинах в прибрежной зоне морского бассейна. Х.А. Беспяев, В.А. Глоба (1993) при описании прогнозно-поисковых моделей, со ссылками на В.И. Зенкову, Н.А. Фогельман, отметили, что эта рудовмещающая толща образовалась в прибрежно-морских условиях. В.А. Нарсеев и др. (2001) полагают, что рудовмещающие породы являются отложениями подводно-дельтовой фации. По современным представлениям, в гидродинамике шельфовых и подводно-дельтовых фаций ведущим фактором седиментации является гидрогенный фактор (Щербаков, 1983). Уже первое ознакомление с рудовмещающими отложениями месторождений Бақырчык и Жумба убедило одного из авторов в том, что ведущим фактором в формировании бақырчыкской толщи были не гидрогенные, а гравитационные факторы. Ведущая роль таких факторов характерна для обстановок континентального склона и подножия (Щербаков, 1983; Мурдмаа, 1987).

В рудоносной бақырчыкской толще нами выделена макрофация дресвяно-углеродисто-доломитово-глинисто-алевритово-песчаных осадков континентального подножия — ДУДГАП-КП. Эта макрофация характеризуется очень разнообразными текстурами. Черные и темно-серые обычные и углеродистые алевропелиты, содержащие обломочный доломит, в небольших интервалах имеют неслоистую текстуру. Чаще среди них присутствуют интервалы со слоями и слоями тонкозернистого обломочного доломита (долосилтита). В таких интервалах наблюдается мелкая, тонкая и очень тонкая правильная, иногда ритмичная горизонтальная слоистость, местами в сочетании с неправильной нарушенной. В обломочных породах преобладают текстуры, присущие отложениям гравитационных потоков. Так, в песчаниках и доларенитах встречается градационная слоистость. В доларенитах и алевропелитах установлены нарушения слоистости в виде текстур оползания и вращения. Мощность описываемой макрофации составляет 900–1000 м. Большое место в макрофации занимают отложения подводных гравитационных потоков или массопотоков. В англоязычной терминологии для них используют трудно переводимый термин *mass-transport*, который обозначает движение масс осадочного материала. Обычно это гравитационное перемещение больших масс рыхлого материала вниз по склону.

По представлениям Г. Кука, А.П. Лисицына, И.О. Мурдмаа, Т. Нардина, И.В. Хворовой и др., такое сочетание отложений гравитационных потоков (гравититов) — зерновых потоков (грейнитов), турбидных потоков (турбидитов) и оползневых отложений характерно для континентального подножия. На континентальном подножии теряют кинетическую энергию гравитационные потоки, поэтому здесь расположен II глобальный уровень лавинной седиментации в океанах, впервые выделенный А.П. Лисицыным. По представлениям И.О. Мурдмаа (1987), занимавшегося разработкой районирования океана по глубине, эта обстановка осадконакопления находится в умеренно глубоководном «этаже» океанских бассейнов, который указанный автор назвал талассобатиальными глубинами. Вероятно, что гравитационные потоки в описываемой макрофации были отложены фронтальными потоками — эпронами. Углеродистое вещество частично в виде отмиравшего фитопланктона сапропелевого состава, обломочного растительного происхождения и обломочные глинисто-алевритовые компоненты осаждались при вертикальном осаждении «частица за частицей». Важно отметить, что подножие и склоны — это гидрхимическая зона, получившая название «гидрофронт», где происходит также коагуляция растворенного органического вещества (ОВ) и его осаждение (Ермолаев, Созинов, 1986). ОВ растительного происхождения имеет аллохтонную природу и приносилось гравитационными потоками. Отсюда следует, что выявленная обстановка седиментации была благоприятной для осаждения и концентрации ОВ. Присутствие ОВ предопределило на стадии седиментогенеза образование металлоорганических соединений — природных кластеров, в которых сконцентрирована основная масса золота и платины, содержащаяся в углеродистых

породах (Матвиенко и др., 2004). Эти кластеры были источником золота для золотоносного пирита и арсенопирита, образование которых произошло на стадии динамометаморфизма. Таким образом, стадия седиментогенеза в гумидном типе литогенеза и талассобатиальная обстановка подножия, где образовывалась макрофашия ДДУГАП-КП, предопределили металлогеническую специализацию углеродисто-терригенного комплекса бақырчикской толщи.

В этой фашии впервые установлены следующие литогенетические типы, являющиеся генетическими типами отложений: черные и темно-серые углеродистые доломитистые алевропелиты, образовавшиеся при вертикальном осаждении «частица за частицей»; серые обломочные доломиты (долорениты) — отложения нефелоидных «облаков» (нефелоидиты); песчаники, часто с включениями обломков алевропелитов округлой и угловатой формы, — отложения зерновых потоков (грейниты); песчаники, переходящие в алевропесчаники и алевролиты с прямой градационной и горизонтальной слоистостью, — отложения турбидных потоков (турбидиты); отложения грязекаменных (обломочных) потоков (дебриты), обильные включения обломков иногда придают им облик седиментационных брекчий; серые тонкозернистые доломиты (долорениты) со слоями с нарушенными текстурами — отложения подводных оползней. В описываемой фашии присутствуют 2 разновидности отложений оползней — скольжения и вращения, которые в английской литературе получили названия, соответственно, glide и slump.

Остановимся на отложениях суспензий малой плотности, впервые встреченных в Казахстане. К нефелоидитам отнесены серые слои обломочных тонкозернистых доломитов (долосилтитов). В них обломочные зерна и сrostки доломита имеют величину 0,025–0,07 мм. Рентгеноструктурным анализом по рефлексу с $d_{10\bar{1}4} = 2,89–2,895 \text{ \AA}$ установлено, что это кальциевый доломит с соотношением $\text{MgCO}_3:\text{CaCO}_3 \sim 50:50$. Среди черных доломитистых углеродистых алевропелитов они образуют тончайшие, очень тонкие, тонкие и мелкие слои толщиной от 0,5 мм до 2,2 см. Слоистость горизонтальная равномерная и неравномерная, простая и ритмичная, в большей мере правильная. Характерными особенностями нефелоидных досилтитов, которые бывают видны только в части тонких слоев, являются резкая нижняя и неотчетливая верхняя границы, слабо выраженная или неотчетливая градационная слоистость (рисунок). Эти особенности обусловлены узким гранулометрическим спектром обломков. И.О. Мурдмаа (1987) назвал такие текстуры в нефелоидитах скрытой градационной текстурой. В прослоях мощностью 2,2 мм градационная слоистость видна лучше, и они обладают особенностями мелкозернистых турбидитов, описанными Д.А.В. Стоу (1990). В океанских осадках нефелоидиты описаны в обстановке подножия и в приконтинентальных котловинах.



Чередование черных углеродистых алевропелитов и серых тонкозернистых обломочных доломитов (досилтитов). Видна простая и ритмичная, неравномерная и равномерная правильная горизонтальная слоистость. Фигурной скобкой выделен интервал, сложенный ритмом. Это простой, двухкомпонентный, равномерный, гетерогенный углеродисто-глинисто-алевритово-доломитовый ритм. Стрелками показаны слои досилтита, переходящие в углеродистый алевропелит, с характерной резкой нижней и с неотчетливой постепенной верхней границами, со слабо выраженной градационной слоистостью.

Фотография керна. Штуф 43. Скв.34. Месторождение Бақырчик

Нефеллоидные «облака» перемещаются вдоль и поперек склонов и опускаются на подножие. Они транспортируют в виде взвеси карбонатно-алевритово-глинистые илы. С ними связана нефелоседиментация — неслоистое и слоисто-пульсационное осаждение алевритово-глинистых илов (Щербаков, 1983; Мурдмаа, 1987).

Среди черных и темно-серых доломитистых углеродистых алевропелитов встречаются интервалы ритмичного чередования слоев толщиной в несколько см (рисунок). В них чередуются тончайшие слои (0,5–1 мм) черных доломитистых углеродистых алевропелитов и серых доломитов, образующие двухэлементные ритмы и создающие углеродисто-глинисто-алевритово-доломитовый ритм — особый текстурный тип пород смешанного состава и генезиса по Л.Н. Ботвинкиной (1966). Это простой двухкомпонентный равномерный гетерогенный осадочный ритм. При этом I элемент ритма доломитистый углеродистый алевропелит имеет иловое обломочно-органическое происхождение, а II элемент ритма доломит — обломочное происхождение. Углеродисто-доломитово-глинистые илы образовывали седиментационный фон и осаждались «частица за частицей». Важная роль в накоплении органического углерода принадлежала планктону, а алевритово-доломитовый ил приносился нефеллоидными «облаками».

Таким образом, нами впервые установлено, что золотоносный углеродисто-терригенный комплекс бакырчикской толщи образовался в относительно глубоководной талассобатиальной обстановке подножия, и в его образовании важная роль принадлежала отложениям различных типов гравитационных потоков. Характерны многоэтапность формирования пород и руд: седиментация в обстановке подножия в сочетании с гумидным климатом предопределили металлогеническую специализацию комплекса, а образование промышленных концентраций произошло на стадии динамометаморфизма.

Литература

- Азербает Н.А.* Геосинклинальные отложения ордовика Байконурского синклинория (состав и условия формирования). Алма-Ата: Наука Каз ССР, 1978. 168 с.
- Азербает Н.А.* Осадочные фации венда и нижнего палеозоя каледонид западной части Центрального и Южного Казахстана. Автореф. дисс. докт. геол.-минер. наук. Алматы, 1997. 52 с.
- Беспает Х.А., Глоба В.А.* Прогнозно-поисковые модели месторождений золота черносланцевой формации (на примере месторождения Бакырчик) // Изв. НАН РК. Сер. геолог. 2004. № 5. С. 42–54.
- Ботвинкина Л.Н.* Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 542 с.
- Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 260 с.
- Ботвинкина Л.Н.* Ритм — особый текстурный тип породы смешанного состава // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 5. С. 3–14.
- Ботвинкина Л.Н.* Текстурный анализ и его роль при литологических исследованиях // Состояние и задачи советской литологии. Т. 1. М.: Наука, 1970. С. 179–188.
- Ермолаев Н.П., Созинов Н.А.* Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986. 174 с.
- Жаутиков Т.М.* Закономерности размещения и принципы прогнозирования золотого оруденения Казахстана. Автореф. дисс. докт. геол.-минер. наук. Алматы, 1987. 51 с.
- Матвиенко В.Н., Калашников Ю.Д., Нарсеев В.А.* Кластеры — протоформа нахождения драгметаллов в рудах и минерализованных породах // Руды и металлы. 2004. № 5. С. 28–36.
- Мурдмаа И.О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
- Нарсеев В.А., Гостев Ю.В., Захаров А.В., Козлянинов Д.М., Матвиенко В.Н. и др.* Бакырчик (геология, геохимия, оруденение). М.: ЦНИГРИ, 2001. 174 с.
- Стоу Д.А.В.* Морские глубоководные терригенные отложения // Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. М.: Мир, 1990. С. 141–194.
- Щербаков Ф.А.* Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1983. 216 с.

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ, ВСКРЫТЫХ СКВАЖИНОЙ ТОЛПАРОВСКАЯ № 2 (ЮГО-ВОСТОК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Т.П. Аксенова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, AksenovaTP@ipgg.sbras.ru

Нефтеносные юрские отложения юго-востока Западной Сибири давно привлекают внимание геологов. Строение, состав юрских отложений и палеогеография в плинсбах-оксфорде на юго-востоке Западной Сибири рассмотрены в публикациях Ф.Г. Гулари, В.П. Девятова, Л.И. Егоровой, А.Е. Конторовича, В.А. Конторовича, И.А. Олли, В.С. Суркова, Г.И. Тищенко и многих других исследователей. Существуют различные точки зрения на генезис как средне-нижнеюрских, так верхнеюрских отложений. Особенно это касается плинсбах-ааленских отложений. Разрез юры в скв. Толпаровская № 2, во-первых, интересен тем, что как из лейасовых, так и среднеюрских отложений на данной и соседних площадях получены притоки нефти. Кроме этого, в интервалах вскрытия васюганского горизонта и частично средней-нижней юры керн имеет 100 % выход. И хотя результаты изучения юрских отложений довольно хорошо отражены в литературе, в данной работе приведены некоторые характеристики пород, позволяющие уточнить условия их формирования.

На схемах структурно-фациального районирования Западной Сибири скв. Толпаровская № 2 находится в Тымском районе Обь-Тазовской фациальной области для нижней и средней юры, а для районирования келлова и верхней юры — в Сильгинском районе Омско-Чулымской фациальной области (Решение..., 2004). Осадочная толща состоит из урманской (3185–3209 м), тогурской (3138–3185 м), салатской (3038–3138 м), тюменской (2697–3038 м) и наунакской свит (2643–2697 м). Описание кернового материала выполнено В.В. Казарбиным, расчленение разреза по каротажу — Л.С. Саенко. Рентгеноструктурный анализ фракции <0,002 мм пород (ниже просто глинистой фракции) выполнен Э.П. Солотчиной.

Урманская свита включает в себя три подсвиты: нижнюю (зимний горизонт) с алеврито-песчаными пластами Ю₁₇, среднюю (левинский горизонт) алеврито-глинистого состава и верхнюю (шараповский горизонт) с алеврито-песчаными пластами Ю₁₆ (средний плинсбах). Споро-пыльцевой комплекс интервала 3202–3209 м по данным А.Ф. Фрадкиной (сборы Е.С. Соболева) соответствует палинозоне 4 — верхний плинсбах. Нижняя подсвита (5,5 м) представлена снизу вверх песчаниками и двумя пачками алевролитов, отличающихся по составу. На различных уровнях наблюдаются прослои гравелитов и конгломератов. В подошве залегают гравелито-брекчии с обломками эффузивов и кремнистых пород. Контакты между пачками резкие. Песчаники серые разнозернистые обычно плохо сортированные с неправильной горизонтальной, мелкой и крупной пологой косою и линзовидной слоистостью. Алевролиты серые, темно-серые от мелко- до крупнозернистых песчаных, часто горизонтальнослоистые. Как песчаники, так и алевролиты содержат гравий, изредка отпечатки листьев плохой сохранности, иногда отмечается битум. Материал гравийно-галечной размерности обычно плохо окатан, представлен обломками кварца, изверженных пород кисло-среднего состава, песчаников, кремнистых и сидеритово-кремнистых пород. Особенности строения, характера контактов, типов слоистости и гранулометрического состава позволяют отнести данные отложения к проксимальной и частично к дистальной частям аллювиально-пролювиального конуса выноса. Переход к верхней подсвите постепенный.

В среднеурманской подсвите выделены две близкие по мощности пачки (8 и 7 м), отличающиеся в основном крупностью терригенного материала. Сложены алевролитами и аргиллитами, их тонким переслаиванием. В нижней более грубой отмечены прослои песчаников, породы мусорного облика, нередко обломки гравийной размерности различной окатанности и состава. Породы обладают горизонтальной, линзовидной, мелкой косою слоистостью. Органическое вещество (ОВ) присутствует в тонкодисперсном виде, довольно часто отмечается

тонкоперетертый растительный детрит, изредка отпечатки растительности. Содержание ОВ составляет 0,54–0,7 % на породу, повышаясь до 0,78 % в нерастворимом остатке. Породы верхней части нередко сидеритизированы. Минеральный состав глинистой фракции аргиллитов и алевролитов однообразен, это иллит политипов 2M₁ и 1M (75–85 %), хлорит (5–15 %), каолинит (5–15 %), иллит/смектит в виде примеси. Соотношение изотопов углерода в ОВ пород из верхней части (–26,95...–26,4 ‰), соответствует органическому веществу террагенного типа. Изменения в содержании В и Ga незначительны: 64–68 г/т и 15–16 г/т. Лишь на границе с пластом Ю₁₆ отношение В к Ga падает до 3,5. Тонкий состав отложений, типы слоистости указывают на их формирование в пределах крупного водоема. Накопление нижней части среднеурманской подсвиты с доминированием в ней алевролитов с гравием связано, по-видимому, с береговой частью мелководного бассейна, с выносом в него алеврито-глинистых фракций временными потоками. Формирование верхней части происходило в условиях слабой гидродинамики вод. Концентрация бора, значения отношения бора к галлию (4,2–4,3), изотопный состав углерода, отсутствие минеральных индикаторов морских условий осадконакопления, пирита свидетельствуют о пресноводном-солонатоводном типе палеовод, довольно высоком редокс-потенциале.

Верхнеурманская подсвита в разрезе представлена проциклитом (5 м). В основании с размывом залегают песчаники с гравием кремнистого состава (эффузивов?), галькой и интракластами глинистых пород в подошве. Песчаники характеризуются пологой косой и косоволнистой слоистостью, алевролиты — линзовидно-волнистой, горизонтальной и волнистой слоистостью, иногда слабо нарушенной смятием и размывами, аргиллиты — субгоризонтальной слоистостью. Концентрация В, величина отношения В к Ga в алевролите составляют 67 г/т и 5,2. Данные отложения могут быть русловой или дельтовой протокой.

По геофизическому каротажу в разрезе тогурской свиты (нижняя половина нижнего тоара) основное значение имеют алевролиты и аргиллиты. Алеврито-песчаники (до 4 м) тяготеют к средней и верхней частям разреза. Нижняя, охарактеризованная керном часть разреза, сложена существенно глинистыми или алевролитовыми пачками (до 3 м), включая тонкое переслаивание этих пород. В подошве залегают мелкозернистые пологокосослоистые песчаники (1 м). Аргиллиты серые, темно-серые, иногда буроватые за счет сидеритизации, нередко в тонких прослоях без алеврита, часто с тонкой горизонтальной слоистостью, реже массивные. Отдельные уровни разреза обогащены отпечатками листьев, стеблей, тонким растительным детритом. Изредка аргиллиты содержат прослойки угля. В алевролитах различной крупности с разнообразной горизонтально-, волнистолинзовидной и волнистой слоистостью отмечены интракласты глинистых пород. Состав глинистой фракции глинисто-алевролитовых пород подобен её составу в среднеурманской подсвите. Отношение бора к галлию (4,0–5,2) указывает на небольшую соленость вод, а величина $\delta^{13}\text{C}$ (–28,2...–26,2 ‰) — на накопление ОВ террагенного типа. Приведенные данные свидетельствуют о накоплении осадков в бассейне пресноводного-солонатоводного типа со слабо восстановительным режимом придонных вод с меняющейся во времени береговой линией и умеренной гидродинамикой. Для аргиллитов и алевролитов среднеурманской подсвиты и тогурской свиты характерны высокие величины термической зрелости — T_{max} колеблется от 466 до 470 °С.

Салатская свита (надояхский и лайдинский горизонты) по данным ГИС общей мощностью 100 м состоит из чередующихся алеврито-песчаных (пласты Ю₁₅) и алеврито-глинистых пачек, завершается маломощным углем У₁₄. Керном охарактеризованы песчаники и алеврито-глинистые породы верхней части свиты (20 м). Песчаники разнозернистые до крупнозернистых массивные и с нечеткой косой слоистостью с каолинитом. Алевролиты серые, темно-серые различной крупности линзовидно-волнистослоистые с переменным количеством глинистого материала. В глинистой фракции иллит вместе с иллит/смектитом составляет от 60 до 70–75 %, каолинит — от 20 до 25–30 %, хлорит — от 5–10 до 10–20 %. Пределы колебания содержания бора (38–74 г/т), галлия (12–16 г/т) и величины их отношения (2,8–4,6) позволяют предположить озерно-аллювиальный генезис толщи. Возможно, реки относились к разветвленному типу.

Тюменская свита охарактеризована керном частично — глинисто-алевролитовой пачкой между углями У₈ и У₇ и верхней частью горизонта Ю₆ (леонтьевский горизонт). В горизонте

Ю₇ (10 м) преобладают серые, темно-серые до в основном слойчатые в различной степени глинистые алевролиты; меньшую роль имеют аргиллиты. Породы содержат тонкие слойки углей, ризоиды, растительный детрит; отмечаются сидеритизированные прослои. Венчается разрез углистыми алевро-агиллитами с углем. В образце углистого алевролита с $C_{орг}$ — 80 % величина $\delta^{13}C_{ОВ}$ равна $-25,1$ ‰. В верхах горизонта Ю₆ выделены угли У₅^А и У₅. В горизонте также доминируют алевролиты серые до темно-серых различной крупности с горизонтальной, мелкой косой, волнистой, линзовидной слоистостью с прослоями аргиллитов, алевроаргиллитов, единичных песчаников. Иногда породы содержат ризоиды, остатки растений, изредка хорошей сохранности, конкреции и тонкие конкреционные прослои микрозернистого сидерита. Отмечается растительный детрит различной степени преобразованности. В верхней части зафиксированы мелкие вертикальные ихнофоссилии. В глинистой фракции иллита поли типа 2М₁ от 60 до 70–75 %, каолинита от 10–15 до 10–25 % и хлорита от 15 до 15–25 %. Значение $C_{орг}$ колеблется от 0,6 до 80 %. Соотношение изотопов углерода в ОВ пород изменяется от $-25,8$ до $-25,1$ ‰. Отложение материала происходило при слабой-умеренной гидродинамике, довольно низком окислительно-восстановительном режиме, с преимущественным накоплением ОВ террагенного типа. Величины отношения В к Ga (4,3–4,6) характерны для пресноводно-солонатоводных палеовод. Данные условия могли реализоваться в пределах прибрежной части пойменно-аллювиальной равнины и в бассейне с низкой соленостью вод.

Наунакская свита (верхний бат-оксфорд), вскрытая Толпаровской скв. 2, имеет сложное строение. Нижняя, не охарактеризованная керном часть, по данным ГИС сложена чередованием песчаников и алевролитов при явно подчиненной роли аргиллитов (20 м). Средняя содержит 4 пласта угля, примерно равномерно распределенных по разрезу. Наиболее мощный проиндексирован как У₁ (2 м). Пачка представлена в основном переслаиванием алевролитов, аргиллитов и алевроаргиллитов и их углистыми разновидностями при подчиненной роли песчаников. Алевролиты серые, темно-серые различной крупности с разнообразной слойчатостью со следами взмучивания, оползания. Породы содержат фрагменты листьев плохой сохранности, ризоиды, разнообразной формы конкреции сидерита и пирита. Аргиллиты темно-серые, реже серые, нередко углистые слойчатые. Спорадически отмечаются ризоиды, пирит. В глинистой фракции алевролитов и аргиллитов преобладает иллит (от 50–60 до 60–65 %). Содержание каолинита, как правило, низкой степени структурной упорядоченности ($K_{кр}=0,2-0,3$) колеблется от 25–30 до 30 %, хлорита — от 5–10 до 10–15 %. Значение $C_{орг}$ варьирует от 0,6 до 80 %. Песчаники мелкозернистые изредка содержат следы размывов, интракласты алевролитов, мелкие ихнофоссилии. В глинистой фракции доминирует каолинит высокой степени структурной упорядоченности — 70–80 %, иллит — 10–15 %, хлорит — 5–10 %. Содержание бора варьирует от 69 до 92 при среднем, равном 83 г/т, галлия — от 12 до 17 г/т. Изотопный состав углерода ($-24,7...-22,6$ ‰) указывает на террагенное происхождение ОВ пород. Верхняя часть горизонта сложена переслаиванием мелкозернистых песчаников, содержащих выделения сидерита, изредка глауконитоподобного минерала, алевролитов и аргиллитов. Ассоциация глинистых минералов и их содержание такое же, как и в нижележащих песчаниках. Величина $\delta^{13}C$ понижается до $-31,1$ ‰. Строение и состав верхней части свиты, присутствие, с одной стороны, довольно мощных углей, таких минеральных индикаторов окислительно-восстановительной среды седиментогенеза, как пирит и сидерит, а с другой стороны, довольно большая концентрация В и высокие значения В/Ga свидетельствуют о разнообразии фаций. По-видимому, в основном накопление глинисто-органогенно-терригенного материала происходило в часто заболачивающихся озерах и лагунах различной солености, в пределах прибрежной равнины, а также прибрежно-морских условиях.

Итак, рассмотренные выше отложения широкого возрастного интервала формировались в континентальных, прибрежно-континентальных и морских обстановках. По мнению ряда специалистов, образование урманской свиты в Тымском районе и, в частности, на Толпаровской площади происходило в прибрежно-морских и морских условиях (Егорова и др., 1990; Сурков и др., 1999). На палеогеографических схемах, построенных отдельно для зимнего, левинского, шараповского и лайдинского горизонтов, зимний горизонт находится в пределах аллювиально-озерно-болотной равнины, левинский — озерно-болотной равнины, шараповский — в области

мелкой части шельфа и прибрежной зоны, лайдинский — глубокой части шельфа (Гурари и др., 2005). По данным автора настоящей работы, нижняя подсвита урманской свиты представляет собой различные части аллювиально-пролювиального конуса выноса. В среднеурманское время существовал мелководный бассейн с пресноводным-солонатоводным типом палеовод. В верхнеурманское время, по-видимому, доминировали речные и дельтовые обстановки. Разрез тогурской свиты, вскрытый Толпаровской скв. № 2, существенно опесчанен. Накопление осадков на завершающих этапах формирования тогурской свиты происходило в пресноводном, пресноводно-солонатоводном бассейне со слабо восстановительным режимом придонных вод. По мнению многих исследователей, в Усть-Тымском районе свита имеет озерное происхождение (Олли и др., 1991; Богородская и др., 2001; Ян и др., 2006). Высказано предположение об озерно-аллювиальном генезисе верхней части салатской свиты. Другая точка зрения заключается в придании большей роли морскому генезису (Гурари др., 2005; Осипова и др., 2007). Во второй работе довольно аргументированно показано, что образование осадков циклита Ю₁₅, вскрытых параметрической скважиной 1 Западно-Тымской площади, происходило в течение двух чередующихся трансгрессивных циклов. Данные, приведенные в настоящей работе, не вносят большой определенности, так как исследован лишь малый интервал мощности салатской свиты. Широкий диапазон условий осадконакопления наунакской свиты обусловлен в значительной степени нахождением Толпаровской скв. № 2 в зоне перехода васюганской свиты в наунакскую (Ян и др., 2001).

Литература

Богородская Л. И., Меленевский В. Н., Фомичев А. С. Кероген тогурской свиты Западной Сибири — представитель органического вещества нефтематеринских пород озерных формаций // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 5. С. 766–772.

Гурари Ф.Г., Девятков В.П., Демин В.И. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней-средней юры Западно-Сибирской провинции. Новосибирск: Наука, 2005. 156 с.

Егорова Л.И., Тищенко Г.И. Строение триас-нижнеюрских отложений Томской области // Геология и нефтегаз. нижн. гориз. чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. С. 18–27.

Олли И.А., Богородская Л.И., Зиновьева И.Н., Бостриков О.И., Фомичев А.С. Органическое вещество нижнеюрских отложений юго-востока Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 91–99.

Осипова Е.Н., Ежова А.В., Недоливко Н.М., Перевертайло Т.Г., Полумогина Е.Д. Литолого-петрографические особенности и условия формирования пород регионального циклита Ю₁₅, вскрытых параметрической скважиной 1 Западно-Тымской площади // Изв. ТПУ, 2007. Т. 310, № 1 С. 21–25.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Бурлева О.В., Аксенова Т.П., Микуленко И.К. Литология келловей-оксфордских отложений в различных фациальных районах Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2001. Т. 42, № 11–12. С. 1897–1907.

Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Горячева А.А., Костырева Е.А., Москвин В.И. Строение, состав и условия формирования нижнетогурской тогурской свиты по результатам бурения Западно-Тымской скв. № 1 // Палеонтология, био-стратиграфия и палеогеография бореального мезозоя. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2006. С. 213–216.

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВАСЮГАНСКОГО ГОРИЗОНТА В ШИРОТНОМ ПРИОБЬЕ

Т.П. Аксенова, И.К. Микуленко

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, Новосибирск,
TPAksenova@ipgg.sbras.ru

Васюганский горизонт является регионально нефтеносным в Западной Сибири. Материалы по стратиграфии, литологии и палеогеографии келловей-оксфорда за последние годы обобщены в ряде работ (Шурыгин и др., 2000; Ян и др., 2001). Широтное Приобье

относится к Пур-Иртышского фашиальному району (Решение..., 2004). Возраст свиты по многочисленной фауне и споро-пыльцевому анализу определен как конец позднего бата – поздний оксфорд. По литологическому составу она подразделяется на две подсвиты: нижнюю — существенно глинистую с пластами алеврито-песчаного или алевритового состава ($Ю_1^6$, $Ю_1^5$ и $Ю_1^4$) и верхнюю, включающую в себя пласты $Ю_1^3$, $Ю_1^2$ и $Ю_1^1$. В основании нижневасюганской подсвиты иногда находится пласт $Ю_2^0$. Подробная характеристика пласта $Ю_2^0$ дана в ряде работ (Шурыгин и др., 2000; Вакуленко и др., 2001). Пачка между пластами $Ю_1^2$ и $Ю_1^3$ носит название межугольной (вторая половина нижнего-средний оксфорд). В Широтном Приобье она имеет углисто-глинистый или глинисто-алевритовый состав. В настоящее время большинство работ посвящено конкретизации обстановок осадконакопления на отдельных площадях и в зоне перехода васюганской свиты в науанскую, оценке масштабов трансгрессий и регрессий.

В данной работе рассмотрены строение, состав и условия осадконакопления васюганской свиты в Широтном Приобье. Приведены данные о глинистых минералах во фракции $<0,002$ мм, состав некоторых аутигенных минералов и геохимические данные как показатели условий осадконакопления. Содержание В и Ga определено также во фракции $<0,002$ мм.

Нижневасюганская подсвита залегает на алевритоглинистых или алевритопесчаных породах тюменской свиты. Изредка разрезы начинаются с алевритопесчаного пласта $Ю_2^0$, мощность которого достигает 5 м. В составе подсвиты иногда выделяется пласт $Ю_1^4$, но чаще отмечается слияние песчаных пластов $Ю_1^3$ и $Ю_1^4$. Ниже дана характеристика подсвиты в скважинах: Новопокурская-280, Пермьяковская-59, 66 и Кошильская-356. В первой из скважин разрез нижневасюганской подсвиты, охарактеризованный керном в нижней части, представлен тремя пачками с уменьшением крупности терригенного материала снизу вверх от аргиллитов и алевроаргиллитов до мелкозернистых песчаников. Характерна биотурбация, пирит, для верхней пачки песчаников — ризоиды. Высокое содержание бора (80 г/т) и отношение бора к галлию (5,4) в нижних алевроаргиллитах указывают на нормальную соленость палеовод. Строение пачки, типы слоистости, характер включений, наличие пирита свидетельствуют об изменении во времени фашиальных условий осадконакопления, в целом слабой гидродинамике, низком окислительно-восстановительном режиме. Верхняя часть подсвиты по данным каротажа представлена алеврито-глинистой пачкой с тонкими прослоями песчаников в кровле, что косвенно указывает на уменьшение глубины осадконакопления. В скв. Пермьяковская-66 подсвита в нижней части сложена тонким и грубым чередованием алевролитов и аргиллитов. Снизу вверх отмечается изменение характера слоистости, содержания пирита, мелких конкреций сидерита, растительных остатков, ризоид, тонких слойков угля. Соотношение глинистых минералов также непостоянно. Как обычно преобладает иллит политипа $2M_1$. Содержание иллита вместе с иллит/сметитом варьирует от 55–60 до 90–95 %, каолинита — от 20 до 25–30 %, Mg-хлорита — от <5 до 15 %. Снизу вверх концентрация бора и отношение бора к галлию возрастают от 66 до 94 г/т и от 3,5 до 4,7, соответственно. В скв. Кошильская-356 подсвита сложена чередованием алевритоглинистых и песчано-алевритовых пачек. В подошве по каротажу выделяется пласт алевролитов (возможно, $Ю_2^0$). В неоднородном глинисто-песчано-алевритовом пласте $Ю_1^4$ периодически встречаются ризоиды, следы биотурбации, фрагменты листьев, глауконит, пирит. Содержание бора, галлия и их отношение практически постоянно (84–86 г/т, 19–20 г/т и 4,3–4,4). Текстурные особенности пород, характер минеральных включений, геохимические данные позволяют отнести данные отложения к прибрежно-морским и мелководно-морским фашиям.

Алевролиты глинисто-алевритового пласта $Ю_1^3$ в скв. Кошильская-356 обладают разнообразной слоистостью, нередко нарушенной оползанием, взмучиванием, биотурбацией, содержат пирит, глауконитоподобный минерал. Как в аргиллитах, так и в алевролитах отмечаются растительные остатки и тонкие конкреционные прослои сидеритового состава. Содержание бора, галлия и их отношение алевролитов и аргиллитов составляет 71–81 г/т, 18–19 г/т и 3,9–4,3, соответственно. Весь комплекс как литологических, так и геохимических признаков указывает на формирование осадков в водной среде с солёностью несколько ниже нормальной. Строение и состав отложений и пачки, условно выделенной здесь как разделяющей пласты $Ю_1^3$ и $Ю_1^2$, генезис пласта $Ю_1^3$, ее строение и состав на смежных площадях позволяет отнести осадки к дельтовым.

В скв. Пермьяковская 59 пласт Ю₁³ имеет двучленное строение. В его составе основное значение принадлежит алевролитам, в средней части залегает уголь, разделяющий пласт на подугольную и надугольную части. Снизу вверх происходит изменение текстурно-вещественного состава пород и типа ихнофоссилий (*Palaeophycos*, *Skolithos*, *Chondrites*). Выделены мелководно-морские отложения, предфронтальной зоны пляжа, лагун и болот. Наиболее глубоководными являются залегающие в основании пласта алевролиты с глауконитом, аргиллиты и пачки их тонкого переслаивания, содержащие *Palaeophycos*. Аккумулятивные постройки предфронтальной части пляжа, сложенные песчаниками и алевропесчаниками, содержат *Skolithos*. Заболачивание территории привело к смене условий осадконакопления на континентальные. При накоплении всей надугольной части Ю₁³ пласта происходило обильное поступление тонкого обломочного материала.

Пачка, разделяющая песчаные пласты Ю₁³ и Ю₁¹⁻², в скв. Рубиновая-190 представлена главным образом алевролитами различной крупности. Слоистость нарушена размывами. Породы содержат морскую фауну, ихнофоссилии, конкреции пирита. Содержание бора, галлия и отношение бора к галлию составляет 80 г/т, 15 г/т и 5,3. Состав отложений, типы текстур в сочетании с геохимическими данными, отсутствие углистых разностей пород свидетельствуют о прибрежно-морском и мелководно-морском генезисе осадков. В алевролитах преобладает иллит с небольшим количеством иллит/сметита (55–65 %). Каолинит составляет 25–30 %, хлорит — от 10–20 до 15–20 %. В скв. Западно-Самотлорская-189 в верхней части пачка сложена алевролитами с прослоями аргиллитов и их волнистолинзовидным переслаиванием. Слоистость нарушена смятием, оползанием, размывами. Тонкий гранулометрический состав отложений, присутствие пирита, ихнофоссилий, нахождение здесь плохо окатанного гравийно-галечного материала позволило нам отнести эти отложения к фациям лагунно-заливного побережья. Грубый кластический материал, по-видимому, был привнесен во время штормов. Различной крупности алевролиты глинисто-алевроитовой пачки, разделяющей пласты Ю₁³ и Ю₁² в скв. Кошильская-356, содержат отпечатки листьев, иногда хорошей сохранности, пирит. Слоистость нередко нарушена биотурбацией, вертикальными ходами илоедов. Содержание бора, галлия и их отношение в глинистой фракции аргиллитов составляют 94 г/т, 18 г/т и 5,2, соответственно. Отложения отнесены нами к образованиям субаквальной части дельты — дельтового склона.

Отмечается различное строение пластов Ю₁² и Ю₁¹ верхневасюганской подсвиты в пределах Нижневартковского свода даже на одной площади, что обусловлено большим разнообразием условий осадконакопления. Так, в разрезе, вскрытом скв. Рубиновая-190, гранулометрическая кривая песчаников в целом представляет собой прорециклит. Породы содержат разнообразную морскую фауну, мелкие конкреции пирита. Сложный характер изменения гранулометрического состава объясняется слиянием подводных валов трансгрессивной и регрессивной направленности. В скв. Рубиновая-195 отчетливо выделяются оба пласта. В скв. Западно-Самотлорская-189 и Западно-Чистинной скв. 501 также присутствуют пласты Ю₁² и Ю₁¹. Песчаники и алевропесчаники пласта Ю₁² обычно средне и хорошо сортированы, с небольшим количеством растительного детрита. Иногда отмечается отсутствие ихнофоссилий и мелкого алевроита, что свидетельствует о высокоэнергетической обстановке осадконакопления. Неспоконная обстановка осадконакопления существовала и во время накопления глинисто-алевроитовых прослоев и слоев. Градационные текстуры и размывы в основании слоев указывают на действовавшие турбидитные потоки. В алевроитоглинистых прослоях иллит (2M₁) с примесью иллит/сметита составляет 65–70 %, хлорит — 10–15 %, каолинит — от 10–15 до 20 %.

В скв. Западно-Самотлорская-189 пачка, разделяющая пласты Ю₁² и Ю₁¹, сложена переслаиванием алевролитов и песчаников с прослоями аргиллитов. Характерен пирит, отмечаются нарушенные текстуры, размывы. Данные отложения, по-видимому, формировались в зоне подвижного мелководья. В скв. Западно-Чистинная-501 пачка представлена грубым и тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов и алевроаргиллитов при явно подчиненной роли песчаников. Часто встречается пирит, в нижней части пачки наблюдаются единичные ризоиды, норки илоедов. Содержание бора и величина отношения В к Ga варьируют от 83 до 97 г/т и от 3,9 до 4,4, соответственно. Образование пачки происходило в мелководно-морских условиях на различном расстоянии от береговой линии. В последней скважине в алевроито-

глинистых породах содержание иллита ($2M_1$) с примесью иллит/смектита колеблется от 60 до 75–80 %, каолинита — от 15 до 20–25 %, хлорита — от 5 до 10 %. В пачке, разделяющей алевритопесчаные пласты $Ю_1^2$ и $Ю_1^1$ в скв. Южно-Аганской-1330, в алевроаргиллитах содержание каолинита достигает 40 %, хлорита — 15–20 %. Увеличение содержания каолинита, возможно, связано с нефтеносностью отложений. Концентрация бора и отношение бора к галлию равны 83 г/т и 4,6, соответственно.

В скв. Пермьяковская-59 отложения пласта $Ю_1^2$ отнесены нами к двум группам фаций – переходной и морской. Накопление терригенного материала происходило в трех зонах пляжа – нижней, предфронтальной и переходной. Зафиксированные в нижней части пласта ихнофоссилии *Skolithos* свидетельствуют о высокоэнергетических водных потоках, существовавших в приливно-отливной или предфронтальной зоне пляжа. Пласт $Ю_1^1$ в нижней части представлен песчаниками, в средней части — аргиллитами с прослоями алевролитов, а в верхней части — углистыми аргиллитами. Характерны пирит, растительный детрит, в алевролитах иногда отмечаются *Skolithos*. Накопление первых двух пачек, по-видимому, связано с трансгрессивной фазой развития бассейна, а образование углистых аргиллитов вновь обусловлено передвижением береговой линии в сторону суши, последовавшим за этим обмелением бассейна и образованием осадков уже в обстановке лагун и заливов. Пласт $Ю_1^1$ в скв. Кошильской-356 не выражен — верхняя часть верхневасюганской подсвиты представлена, как правило, горизонтальнослойчатыми алевролитами с уменьшением крупности обломочного материала снизу вверх, иногда содержащими пирит и сидерит. Содержание бора и значение B/Ga в глинистой фракции аргиллитов составляют 86 г/т и 4,8. Отложение осадков этой части разреза связано с обстановками в пределах дельтовой равнины.

Существуют две точки зрения на строение и обстановки формирования васюганской свиты в центральной части и в целом на большей части ЗС: субгоризонтальная — плоскостная (Шурыгин и др., 2000) и косослоистая клиноформная модель (Елисеев и др., 2002; Белосудцев, 2006). Авторы второй концепции на основании региональной корреляции и рассмотрения строения свиты в отдельных районах считают, что на значительной территории центральной части Западной Сибири свита имеет пологое клиноформное строение с замещением алевропесчаных пластов глинистыми. Большинство исследователей или не касаются этого вопроса, или довольно критично рассматривают возможность существования клиноформ в позднеюрское время (Изотов и др., 2007; Алексеев, 2009).

Наши данные как не подтверждают, так и не опровергают существование клиноформ в изученном районе. Можно предположить их присутствие в зоне перехода васюганской свиты в абалакскую свиту в северных районах Нижневартовского свода.

Осадконакопление на изученной части Широкого Приобья связано с континентальной, дельтовой, прибрежно-континентальной, прибрежно-морской и мелководно-морской обстановками осадконакопления.

Сложное строение васюганской свиты и ее полифациальность в Широтном Приобье в первую очередь вызваны местоположением района в переходной зоне, находящейся между территорией развития абалакской свиты на западе и зоной развития наунакской свиты на востоке, размывом верхней части подсвиты в результате трансгрессии в георгиевское время.

В целом полученные результаты согласуются с мнением о широком развитии в центральной части Западной Сибири дельтовых обстановок осадконакопления (Филина и др., 1984; Белозёров и др., 2001). В изученных разрезах Широкого Приобья в среднем-верхнем оксфорде они были развиты на Кошильской и частично на Аригольской площадях.

Довольно однообразный состав глинистых минералов — доминирует диоктаэдрическая слюда мусковитового типа ($2M_1$) — прежде всего указывает на схожесть обстановок осадконакопления. Постоянное присутствие иллит/смектита и иногда слюд политипов $1M$ и $1Md$ свидетельствует о невысокой степени катагенеза. Степень катагенеза по отражательной способности витринита, определенная А.Н. Фоминым, колеблется от MK_1^1 до MK_1^2 .

Редкая встречаемость глауконита в верхневасюганских отложениях обусловлена высокоэнергетическими условиями накопления осадков, узкими пределами Eh и Ph его образования, незначительным содержанием реакционного органического вещества,

неустойчивостью при некоторых условиях в катагенезе. Встреченный в породах глауконит нередко является аллотигенным.

Литература

Алексеев В.П., Амон Э.О. Внутриконтинентальные юрские клиноформы Западной Сибири: реальность или иллюзия? // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Научные материалы Третьего Всероссийского совещания. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 5–6.

Вакуленко Л.Г., Злобина О.Н., Ян П.А., Микуленко И.К., Шурыгин Б.Н. Базальный пласт келловейской трансгрессии в Западной Сибири // Проблемы стратиграфии и палеогеографии борельного мезозоя: Материалы науч. сес., 23–25 апр. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2001. С. 73–75.

Белозёров В.Б., Иванов В.А., Резянов Г.И. Верхнеюрские дельты Западной Сибири (на примере Вахского нефтяного месторождения) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 11–12. С. 1888–1896.

Елисеев В.Г., Никитин В.М., Рубина Т.В и др. Особенности геологического строения верхнеюрского (васюганского) нефтегазоносного комплекса центральной части Западной Сибири // Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского национального округа. Том 1. Ханты-Мансийск: Изд-во «Путьведь», 2002. С. 93–97.

Белослудцев П.Ю., Гришкевич В.Ф. Клиноформная модель верхней юры Широкого Приобья Западной Сибири и её поисково-разведочное значение // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ярославль: Изд-во ЯПГУ, 2007. С. 20–22.

Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Казанцев Ю.В., Ян П.А., Ахаутов Я.Г. Литогеодинамика верхнеюрских отложений в зоне развития сводовых поднятий Среднего Приобья // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ярославль: Изд-во ЯПГУ, 2007. С. 92–93.

Филина С.И., Мкртчян О.М., Карнеев М.А. Обоснование дальнейших поисков залежей нефти в Васюганском нефтегазоносном комплексе Западной Сибири // Геологические аспекты поисков нефти и газа. М.: Наука, 1984. С. 105–111.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. // Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2000. 480 с.

Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Бурлева О.В., Аксенова Т.П., Микуленко И.К. Литология келловей-оксфордских отложений в различных фациальных районах Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2001. Т. 42, № 11–12. С. 1897–1907.

«ЗОЛОТЫЕ ГВОЗДИ» НЕЛИНЕЙНОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ

В.П. Алексеев

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, igg.lggi@ursmu.ru

Изначально понятие «золотой гвоздь» (golden spike) относилось к последнему костылю, забиваемому при окончании строительства железной дороги. В конце XX в. это понятие стало широко использоваться в зарубежной стратиграфии. Сущность данного подхода заключается в строгой фиксации нижних границ ярусов геохронологической шкалы конкретной точкой (как бы вбитым гвоздем). При этом такая точка может находиться и вне пределов исторически типовой местности данного стратона. В правилах установления «золотых гвоздей» — «Global Standard Stratotype Section and Point — GSSP» или «точек глобального стратотипа границы — ТГСГ» подчеркивается двуединая сущность данного стандарта: с одной стороны, это породная последовательность, а с другой — точка в нем (Алексеев, 2007).

В предлагаемой работе понятие «золотой гвоздь» в образном виде символизирует законченность, в некоем ряде абсолютность того или иного явления в определенной фазе его реализации.

Вторая часть названия представленной работы соответствует неизбежной смене глобальной научной парадигмы, определяемой внедисциплинарным нелинейным мышлением (нелинейная наука). На первый план здесь выходит изучение процессов самоорганизации, протекающих в открытых неравновесных системах. Они реализуются в рамках синергетического мировидения,

охватывающего все отрасли знания, включая и геологию. Этой проблематике, применительно к седиментологии, были посвящены наши сообщения на предыдущих Всероссийских литологических совещаниях (Алексеев, 2008; Алексеев, 2011).

Базируясь на обширной литературе по седиментологии, среди которой особо выделим блестящие работы виднейшего отечественного исследователя Сергея Ивановича Романовского (1977, 1985, 1988), а также на личных исследованиях многих юрско-меловых терригенных толщ Северной Евразии, предложим следующий набор «золотых гвоздей» нелинейной седиментологии (применительно к терригенным отложениям).

1. Непременность использования при изучении терригенных пород **логарифмической** шкалы размерности слагающих их частиц. К настоящему времени сомнений в правомерности такого подхода по существу нет (пусть это будет шкала Φ с основанием логарифма 2, либо шкала γ с основанием 10). Именно в рамках таких равномерных шкал, отвечающих природному распределению частиц, обнаруживаются дефициты фракций, подчеркивающие нелинейность в протекании процессов осадконакопления. Казалось бы, что на значимость такого подхода можно и не обращать особого внимания. Однако он актуален в связи с тем, что в непосредственной практике отечественной литологии (в том числе нефтегазовой) нередко используется «метрическая» десятичная шкала вида 1,0 – 0,1 – 0,01 мм с неравномерным делением ее на отрезки, кратные 2 или 5. Еще более несуразным выглядит смешение разных шкал с выделением фракций вида 0,05–0,063 мм (?!).

2. Обязательное понимание и учет того факта, что скорость осадконакопления в прежние эпохи (по меньшей мере в мезозое и кайнозое) была **тождественна** современной или очень близка к ней. Наблюдаемые различия в мощностях (толщинах) современных и древних осадков, обычно составляющие около двух порядков (!), обусловлены широким проявлением локальных (диаастемы), а также региональных и глобальных (гиатусы) перерывов. Это хорошо иллюстрируется диаграммой Дж. Баррелла, правилом Дж. Гиллули и многочисленными натурными наблюдениями, содержащимися в ряде обобщающих сводок (Кукал, 1997) и частных работ (например, Алексеев, 2006).

3. Учет неизбежного возрастного **скольжения** литологически однородных геологических тел (слоев) по латерали в соответствии с законом Н.А. Головкинского (для миграционного типа осадконакопления). Несомненная диахронность базальных слоев, показанная и описанная А.А. Иностранцевым (мутационный тип осадконакопления). Зубчатость слоев единиц для обоих вариантов, наиболее наглядно выраженная в тонком чередовании контрастных гранулометрических типов пород (бимодальность ритмитов, ламинитов и проч.) Все это, по образному выражению С.И. Романовского, является «неприятным открытием для стратиграфов», но доказано исследованием неоконских клиноформ Западной Сибири и заложено в основных принципах секвентной стратиграфии.

4. Признание отчетливой **иерархичности** в строении осадочных толщ, являющейся их неотъемлемой и важнейшей характеристикой. Необходимость принятия во внимание свойства **эмерджентности** (несводимости целого к простой сумме частных) на каждом новом уровне иерархии. Непременность учета последней характеристики вводит неизбежное ограничение на механистический взаимоперенос представлений, разрабатываемых для объектов (процессов) резко различного масштаба. По нашему представлению, диапазон действия инвариантов тех или иных событий и формирующихся тел (в данном случае — геологических) ограничивается 2–3 порядками, то есть они могут различаться не более чем в 100–1000 раз. Одновременно для некоего «образа» события и (или) объекта диапазон действия может быть не ограничен, и поистине «в капле воды может отразиться Океан».

5. Определяющее значение многопорядковой **цикличности**, как главной характеристики закономерностей в строении осадочных толщ. Ее изучение ни в коей мере не должно сводиться к «механическому циклированию» (образное выражение Л.Н. Ботвинкиной), которое легко опровергается инверсией строения циклитов треугольного вида по латерали. Магистральное направление в изучении цикличности хорошо определено в следующем высказывании: «Изучение цикличности и фациальный анализ находятся в непрерывной связи, углубляя и подкрепляя друг друга... цикличность без углубленного фациального анализа — лишь формальный механический

прием. Анализ фаций без цикличности — как вышивка без канвы — лишен направляющего стержня» (Жемчужников, 1947). Иначе, цикл (литоцикл, циклотема) — это не простой повтор событий или набор слоев, а **виток спирали** на оси времени.

6. Принятие широко известного определения «фация» как «осадок (порода) + условия». Ее установление только по **комплексу** признаков. Общее осознание того, что многозначность понятия «фация» — это не столько его недостаток, сколько достоинство. Именно такой подход созвучен смене парадигмы в развитии науки — от «классической» вида *Субъект→Средства↔(Объект)*, когда человек (субъект) задает вопросы природе (объекту) средствами, которые независимы ни от первого, ни от второго, до «неклассической». В последней, имеющей вид *Субъект↔(Средства↔Объект)*, ответ зависит не только от свойств изучаемого объекта, но и от самого способа, средств вопрошания, т.е. контекста вопроса. «Возникает **принцип относительности результата эксперимента к средствам наблюдения**, принципиальная **неустранимость влияния акта наблюдения на систему...**» (Буданов, 2007). В данном контексте фациально-циклические исследования «классического» вида (см. п. 5) легко вписываются в новую парадигму, отвечающую именно нелинейной науке.

7. Непременность и неотъемлемость многоплановой и разноаспектной как «внутренней», так и внешней проверки или **верификации** выполняемых исследований на всех этапах проводимых работ. Эта проверка полностью соответствует принципам моделирования и всегда актуальна для геологических исследований в силу прямой невоспроизводимости геологических событий. Особенно наглядно такая проверка изложена в основном принципе фациально-циклического анализа, сформулированного следующим образом: «Детальное изучение и описание разреза в обнажении или по керну, составление литологической колонки, определение литогенетических типов и фаций, выделение циклов, составление литогенетических профилей по участкам и, наконец, построение фациальных и палеогеографических карт — таков путь анализа и обобщения материалов исследования, с постоянной взаимной, так сказать, «обратной» проверкой исходных данных и предыдущих построений и выводов» (Жемчужников, 1947).

Обращаясь ко второй части названия предложенной работы, кратко охарактеризованной в преамбуле, отметим ключевую роль **нелинейности** в проявлении всех перечисленных позиций. В предельно концентрированном, сжатом виде она систематизирована в таблице, где также приведены примеры перечисленных «золотых гвоздей» для терригенных отложений Западной Сибири.

Завершая обзор, укажем, что при критическом рассмотрении изложенных представлений на безусловную роль именно «гвоздей», то есть **доказанных** истин, могут претендовать позиции под номерами 1–4. Пятый, а особенно шестой и седьмой «гвозди» вполне могут быть оспорены сторонниками структурно-вещественного подхода к изучению осадочных толщ, не признающих значения, а особенно примата генетических исследований. Специально для этих сторонников уподобим данные «гвозди» под номерами 5–7 **«шурупам»**, имеющим тонкую «нелинейную» нарезку. К чему же приводит забивание шурупов, хорошо известно любому живущему в России.

«Золотые гвозди» в терригенных отложениях

«Золотые гвозди» (ЗГ)		Нелинейная составляющая	Примеры реализации в отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна
п/н	основное значение		
1	Обязательность использования логарифмической шкалы	Исходная неравномерность распределения, обусловленная разными формами переноса и подчеркнутая дефицитом фаций	Горизонт «рябчик» (AB_1^{1-2}), похожие интервалы в других частях разреза (Состав..., 2011)
2	Близкая скорость древнего и современного осадконакопления	Скачкообразные изменения в чередовании слоев и слоев, обусловленные перерывами (прерывистая непрерывность осадконакопления)	Существенная длительность кажущихся «мгновенными» стратиграфических границ (например, нижнеплитного и собственно плитного этажей) (Строение..., 2009)

«Золотые гвозди» (ЗГ)		Нелинейная составляющая	Примеры реализации в отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна
п/н	основное значение		
3	Скольжение литологических границ (s. l.)	Диахронность литологически однородных тел с зубчатостью их границ, хорошо выраженной по простираанию	От текстур «восходящей ряби» до неокомских клиноформ (Алексеев, 2006)
4	Общая иерархичность в строении осадочных толщ	Эмерджентное свойство, проявляющееся для отдельных уровней и в целом являющееся неотъемлемой и главной характеристикой систем	Достижение эквивинальности в строении соподчиненных частей разреза (одинаковый результат при разных начальных условиях) (Состав..., 2011)
5	Многопорядковая цикличность, рассматриваемая как витки спирали	Инверсия в строении циклов (литоциклов, циклотем, циклитов)	Детальное изучение для тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Строение..., 2009)
6	Фациальный анализ как пример комплексирования признаков	Включение объекта исследований в непосредственный процесс изучения	Использование фациально-циклического анализа при изучении тюменской и викуловской свит (Строение..., 2009 + Состав..., 2011)
7	Проверка (верификация) исследований на всех этапах	Основной принцип моделирования, особенно важный для принципиально непроверяемых геологических объектов (процессов)	Реализована для тюменской свиты как связующего звена в юрских отложениях Северной Евразии (Алексеев, 2006; Строение..., 2009)

Литература

- Алексеев А.С. О содержании и функциях «Международной стратиграфической шкалы» // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 4. С. 73–79.
- Алексеев В.П. Литологические этюды. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 149 с.
- Алексеев В.П. Использование представлений о нелинейности в нефтегазовой литологии: pro et contra // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Матер. 5 Всерос. литол. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. Т. 1. С. 13–16.
- Алексеев В.П. О синергетическом мировидении в седиментологии // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: Матер. 6 Всерос. литол. совещ. Казань: Казан. ун-т, 2011. Т. 1. С. 21–24.
- Буданов В.Г. Методология синергетики в постнеклассической науке и в образовании. М.: Изд-во ЛКИ, 2007. 232 с.
- Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения // Труды Института геологических наук АН СССР. Вып. 90. Угольная серия (№ 2). 1947. С. 7–18. См. также: Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. Вып. IV (20). С. 321–332 (репринтное воспроизведение).
- Кукал Зд. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.
- Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
- Романовский С. И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра, 1985. 263 с.
- Романовский С. И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.
- Состав, строение и условия формирования коллекторов группы ВК восточной части Красноленинского нефтяного месторождения (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2011. 325 с.
- Строение и корреляция отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. 227 с.

ЕЩЕ РАЗ О ФАЦИЯХ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ (МОДЕЛИ 4D)

В.П. Алексеев¹, О.С. Чернова²¹Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, igg.lggi@ursmu.ru²Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, ChernovaOS@hw.tpu.ru

Понятие «фация», впервые использованное А. Грессли 175 лет назад, является одним из наиболее известных и одновременно наиболее неоднозначных в геологии. В новом издании «Геологического словаря» прямо указано: «Поскольку термин фация имеет множество значений, желательно при его использовании указывать, какие именно фации имеются в виду, например, осадочные, вулканические геохимические, метаморфические» (Геологический..., 2012). Таким введением ограничений достаточно легко снимается общая многозначность используемого термина, что проиллюстрировано на рис. 1. Кстати, следует учитывать и прямо противоположную ситуацию, когда чрезмерно зауженные смысловые поля зачастую перестают соответствовать реальному разнообразию наблюдаемых явлений.

В представленных материалах речь пойдет только о фациях в осадочных толщах, причем исключительно терригенного состава. Существенные различия в понимании термина «фация» берут начало в основополагающих работах самого А. Грессли («первородный грех», по образному выражению Н.Б. Вассоевича) и проанализированы во многих публикациях. Отметим здесь лишь обзорную статью Г.Ф. Крашенинникова, в которой, кстати, приведено 28 определений понятия «фация» — от Гресслиевского 1838 г. до середины 1980-х гг. (Крашенинников, 1989). Предельно упрощая вопрос, можно говорить о двух подходах при выделении фаций. Первый заключается в примате признаков изучаемых пород; второй — условий, в которых эти породы формировались. Весьма рациональным здесь видится разрешение ситуации в англоязычной литературе, где вещественная реализация первого подхода известна как *литофа́ция* (lithofacies), а содержательная интерпретация второго — как *обстановка* (environments). Кроме этого, весьма распространен синтез рассматриваемых подходов, в наиболее кратком виде сформулированный следующим образом: *фа́ция* = *осадок* + *условия* (Л.Б. Рухин, Ю.А. Жемчужников, Н.В. Логвиненко и др.).

В большинстве работ, посвященных методологии изучения фаций, красной нитью проходит их установление по совокупности или комплексу признаков. Сделаем попытку формализовать такой подход (рис. 2).

Изменения признаков, характеризующих изучаемые породы, в итоге показаны в трехмерном измерении. Линейная смена (1D) реализуется по ребрам куба, параллельным соответствующей оси. Такими, например, являются четыре ребра по оси абсцисс, отвечающие изменениям размерности частиц, слагающих породы, — от самой крупной (X) до самой тонкой (x). По граням куба (2D) реализуется взаимная изменчивость двух признаков — например, во многом сопряженных размерности частиц (X) и степени их сортировки (Y). Кстати, именно двумя этими параметрами часто и завершается процесс установления литофации, причем в качестве параметра Y нередко используется частота чередования слоев с разным гранулометрическим

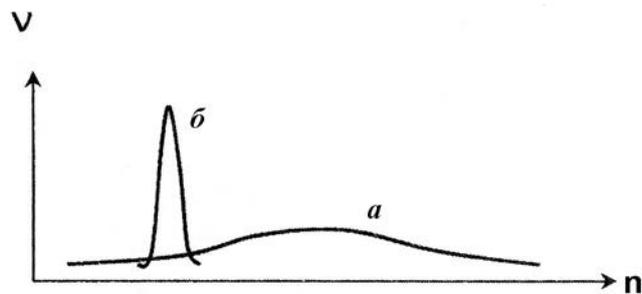


Рис. 1. Смысловое поле многозначного термина до (a) и после (б) его ограничения в контексте (Арманд, 2008): V — частота использования термина, n — смысловой континуум

составом. Наконец, полное представление о взаимоотношениях признаков дается в объеме всего куба (3D). В качестве третьего параметра нами показана текстура породы (координата Z: см. рис. 2), которая зачастую является наиболее значащей именно для установления фации (Ботвинкина, 1965).

Сразу заметим, что даже в рамках предложенной, предельно схематизированной трехмерной модели, однозначная интерпретация генезиса осадков (фации) принципиально невозможна. Главным препятствием

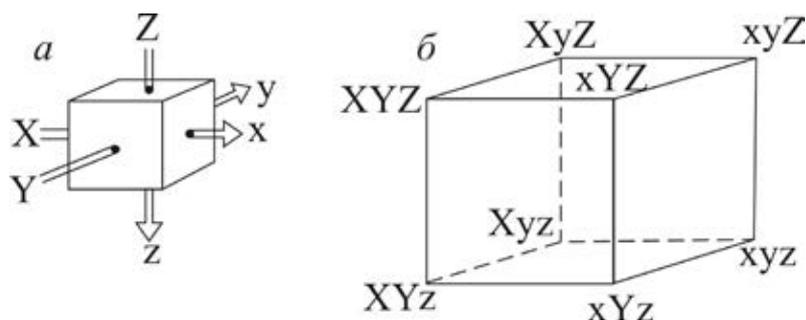


Рис. 2. Континуум для объектов, определяемых тремя параметрами (признаками); в рассматриваемом контексте:

- $X \rightarrow x$ — уменьшение размера частиц;
- $Y \rightarrow y$ — улучшение сортированности породы;
- $Z \rightarrow z$ — ослабление гидродинамики, выраженное в смене типов слоистости (от косой до горизонтальной)

к этому служит неоднозначность используемых координат, определяющих сам континуум куба признаков. Покажем это на конкретном примере. Допустим, вершина XYZ является как бы «закрепленной» в изучаемом объеме геологического пространства и соответствует фанлювию (грубые осадки, плохая сортировка, высокодинамичные текстуры). Тогда прямо противоположная вершина xyz (тонкие осадки с хорошей сортировкой и массивной текстурой либо тонкой горизонтальной слоистостью) может рассматриваться как минимум в трех вариантах, характеризующих разные водоемы конечной аккумуляции материала:

- 1) внутриконтинентальные озерные водоемы;
- 2) заливы и лагуны в переходной области;
- 3) эпиконтинентальные моря различной площади и глубины.

В зависимости от того, как представлена эта «конечная» вершина, осадки в других вершинах куба могут интерпретироваться по-разному. Покажем это для плоскости, перпендикулярной оси $XYZ \rightarrow xyz$, в табличном виде.

Возможные варианты фациальной интерпретации

	Характеристика приемного водоема (хуз)		
Вершина куба (см. рис. 2)	озеро	залив, лагуна	море
XyZ	аллювий (меандрирующие реки)		бары
Xyz	выносы в озеро; прирусловые валы	активное мелководье (влияние сноса)	пляжи
xYZ	половодья рек	активное мелководье (влияние акватории)	темпеститы
xYz	конусы прорыва прирусловых валов	конусы прорыва береговых валов	турбидиты

Нетрудно заметить, что при увеличении количества признаков, то есть переходе в n -мерный объем, задача фациальной интерпретации усложняется многократно. Ее принципиальное решение возможно посредством использования *факторного* анализа. Поскольку для изложения его принципиальных основ в кратком сообщении попросту нет места, ограничимся ссылкой на работу, где формализация признаков, характеризующих породы, показала полную верификацию их визуальной фациальной характеристики (Состав..., 2007). Для нас важно, что таким путем средства изучения объектов включаются в процесс их исследования, что наилучшим образом соответствует смене парадигм (подробнее об этом в материалах В. Алексева, помещенных в данном сборнике).

Возвращаясь к освещению изучаемого континуума, еще раз констатируем, что он имеет трехмерную, пространственную характеристику (3D). В последнее время в сферу интересов

геологии (прежде всего нефтегазовой) вошли *четырёхмерные* модели (Антипов и др., 2004) с четвертой координатой в виде *геологического времени*. В широком плане они используются для бассейнового моделирования, основанного на единстве флюидогидротермальных систем нефтегазоносных бассейнов и расшифровке стадий их эволюции. В более узком виде такие представления могут быть использованы и при фациальном анализе. Более того, именно такой *четырёхмерный (4D)* подход зафиксирован уже на первых этапах изучения фаций (!).

Это относится к третьему подходу в изучении фаций, о котором постоянно напоминал Г.Ф. Крашенинников (1989). Его сущность следует из определения самого А. Грессли, заключающегося в том, что фация есть «...совокупность модификаций стратиграфического горизонта». Недостаточное (на наш взгляд) внимание к данному аспекту является сдерживающим явлением для более широкого использования подлинно фациальных исследований. Необходимость учета *эволюции* геологических процессов как нельзя лучше укладывается в четвертую, временную координату фациального анализа, что должно являться предметом особого рассмотрения для каждого изучаемого объекта. В качестве ремарки отметим здесь совершенную недостаточность униформистского подхода к реконструкциям древнего прошлого, чем нередко «грешат» зарубежные работы двух последних десятилетий. Подробнее об этом можно посмотреть в блестящей работе ведущего отечественного литолога В.Т. Фролова (2004). Неизбежное использование актуалистического подхода, справедливо названного Н.М. Страховым сравнительно-историческим методом, наилучшим способом отвечает системно-модельному подходу к изучению процессов и объектов прошлых невоспроизводимых в непосредственном опыте исторических эпох. Кстати, это делает малоосмысленным диспут о примате структурного или генетического подходов в геологических исследованиях, поскольку «...без изначальной теоретической (генетической) концепции никакой структурный фактический материал рассматривать нельзя, ибо в таком случае совершенно непонятно, какой именно фактический материал несет информацию об объекте, а какой — нет» (Егоров, 2004).

Завершая краткий обзор представлений о фациях, имеющий, рассуждая образно, «точечный» характер, определим два полюса в векторе фациальных исследований, выполняемых в нефтегазовой литологии. Для одного из них приведем цитату из достаточно новой работы (англ. издание 2002 г.): «Часто для моделирования бывает достаточно *двух фаций* (выделено нами — В.А., О.С.): породы-коллекторы и породы-неколлекторы... Потребность включения в рассмотрение трех и более типов пород возникает редко» (Дойч, 2011). Второй полюс мы сжато рассмотрели в предложенном варианте, имеющем вид модели 4D. Несмотря на определенную сложность, показанная модель полностью доступна как формализации, так и верификации, что вообще является важнейшим параметром достоверности геологических реконструкций (Романовский, 1977). Конечно же, при изучении конкретных объектов возможны различные подходы, реализуемые на оси вектора фациальных исследований. Важно обговорить их заранее в соответствии с принципом, проиллюстрированным на рис. 1. К примеру, в своих работах мы придерживаемся основных принципов фациально-циклического анализа, разработанных Ю.А. Жемчужниковым, Л.Н. Ботвинкиной и др. для угленосных отложений Донецкого бассейна (Строение..., 1959). Примером их реализации для глубокозалегающих нефтегазоносных толщ является сводка (Состав..., 2007).

Сущностным итогом рассуждений является следующее. При выполнении фациальных исследований следует постоянно иметь в виду, что только комплексный подход к понятию «фация» органично вписывается в концепцию понятий о широком развитии самоорганизации, тесной взаимосвязи живого и косного, представлений о прерывистом равновесии и пр. Тем самым он наилучшим образом укладывается в новую, неклассическую парадигму наук о Земле. Фациальный анализ должен выполняться с учетом необратимой эволюции геологических процессов, то есть четвертой, временной координаты изучаемого континуума.

Литература

Антипов М.П., Волож Ю.А., Чамов Н.П. Четырёхмерные модели нефтегазоносных бассейнов // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 251–270.

Арманд А.Д. Два в одном: закон дополнительности. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 360 с.

Ботвинкина Л.Н. Текстурированный анализ и перспективы его развития // Литология и полезные ископаемые. 1965. № 2. С. 5–18.

Геологический словарь. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. Т. 3. Р–Я. 2012. 440 с.

Дойч К.В. Геостатистическое моделирование коллекторов. М.; Ижевск: ИКИ, 2011. 400 с.

Егоров Д.Г. Изменение парадигм в современных науках о Земле. М.: Academia, 2004. 184 с.

Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.

Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.

Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. I. 331 с.

Фролов В. Т. Наука геология: философский анализ. М.: Изд-во МГУ, 2004. 128 с.

ИСТОРИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ НА ПОДВОДНОМ ХРЕБТЕ ШИРШОВА В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНИХ 190 ТЫСЯЧ ЛЕТ

Т.Н. Алексеева¹, И.О. Мурдмаа¹, Е.В. Иванова¹, Е.А. Овсепян¹,
Т.Г. Кузьмина², Э.А. Сейткалиева³

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, tania@blackout.ru

²Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

Колонка SO201-2-85KL (57°30.30' с.ш., 170°24.79' в.д., глубина 968 м) длиной 18 м поднята на западном склоне хребта Ширшова в 2009 году, в рейсе 201-2 НИС «Sonpe», в рамках российско-германского проекта КАЛЬМАР. В работе использованы: первичное описание колонки на борту судна (Dullo et al., 2009), частично опубликованные данные о распределении фораминифер (Овсепян и др., 2013) и диатомовых (Cherepanova et al., 2011), а также возрастная модель германских партнеров (Riethdorf et al., 2013). Колонка сложена преимущественно терригенными илами с несколькими слоями диатомовых илов.

Гранулометрический анализ выполнялся на седиграфе SediGraph 5100 (<63 μm) с выделением фракций крупного (63–10 μm), мелкого (10–2 μm) силта и глины (<2 μm); крупные фракции (>63 μm) рассеивались на ситах. Типы осадков выделялись по преобладающей (>50 %) и двум второстепенным (10–50 %) фракциям.

Главными источниками взвешенного терригенного материала служат сейчас и служили в течение всего рассматриваемого отрезка геологического времени крупные многоводные реки: Анадырь на северо-западе, Юкон, Кускоквим на северо-востоке.

Осадконакопление на хребте Ширшова происходило в течение последних 180–190 тысяч лет в специфических фациальных условиях подводного хребта, геоморфологически изолированного от латеральных потоков терригенного материала в составе придонного нефелоидного слоя. Весь терригенный материал, слагающий основную часть верхнечетвертичного разреза, вскрытого колонкой SO201-2-85KL, поставлялся на поверхность хребта вертикальными седиментационными потоками путем осаждения из водной толщи. Тонкозернистый материал поступал либо в виде взвеси, либо агрегированным в pellets и хлопья «морского снега». Крупные фракции терригенного материала (от тонкозернистого песка до гравия и мелкого щебня) могли попасть на хребет только путем разноса морским льдом и/или айсбергами.

Рассчитанные по возрастной шкале скорости осадконакопления и скорости накопления основных гранулометрических компонентов осадков выявили закономерную связь с климатостратиграфическими изотопно-кислородными стадиями. Величины скоростей накопления оказались выше в относительно холодные периоды: ИКС 6, 5.4, 5.2, 4; два пика в ИКС 3; максимум последнего оледенения, поздний дриас; пик в раннем голоцене. Таковую закономерность можно связать с гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана. Регрессии в холодные периоды, связанные с увеличением объема покровных материковых ледников северного полушария, приводили к частичному или полному осушению шельфа, а,

следовательно, к приближению устьев рек к глубоководной котловине и усиленному выносу в нее терригенной взвеси. Кроме того, понижение базиса эрозии речной сети способствовало увеличению мутности речных вод и внесло дополнительный вклад в рост скоростей накопления тонкозернистого терригенного материала.

Одновременно в холодные (регрессивные) стадии возрастала скорость накопления крупнозернистого материала ледового разноса из-за приближения к хребту Ширшова низменной береговой зоны осушенного шельфа, где зимой в припайный лед вмержал осадочный материал. Именно увеличение доли припайного льда в дрейфующих над хребтом ледовых полях, а не сама ледовитость бассейна, вероятно, играло главную роль в росте как процентного содержания, так и скоростей накопления крупнозернистого материала ледового разноса в холодные периоды. Мы не нашли никаких убедительных свидетельств участия айсбергов в процессе ледового разноса, хотя полностью отрицать их роль тоже нет основания.

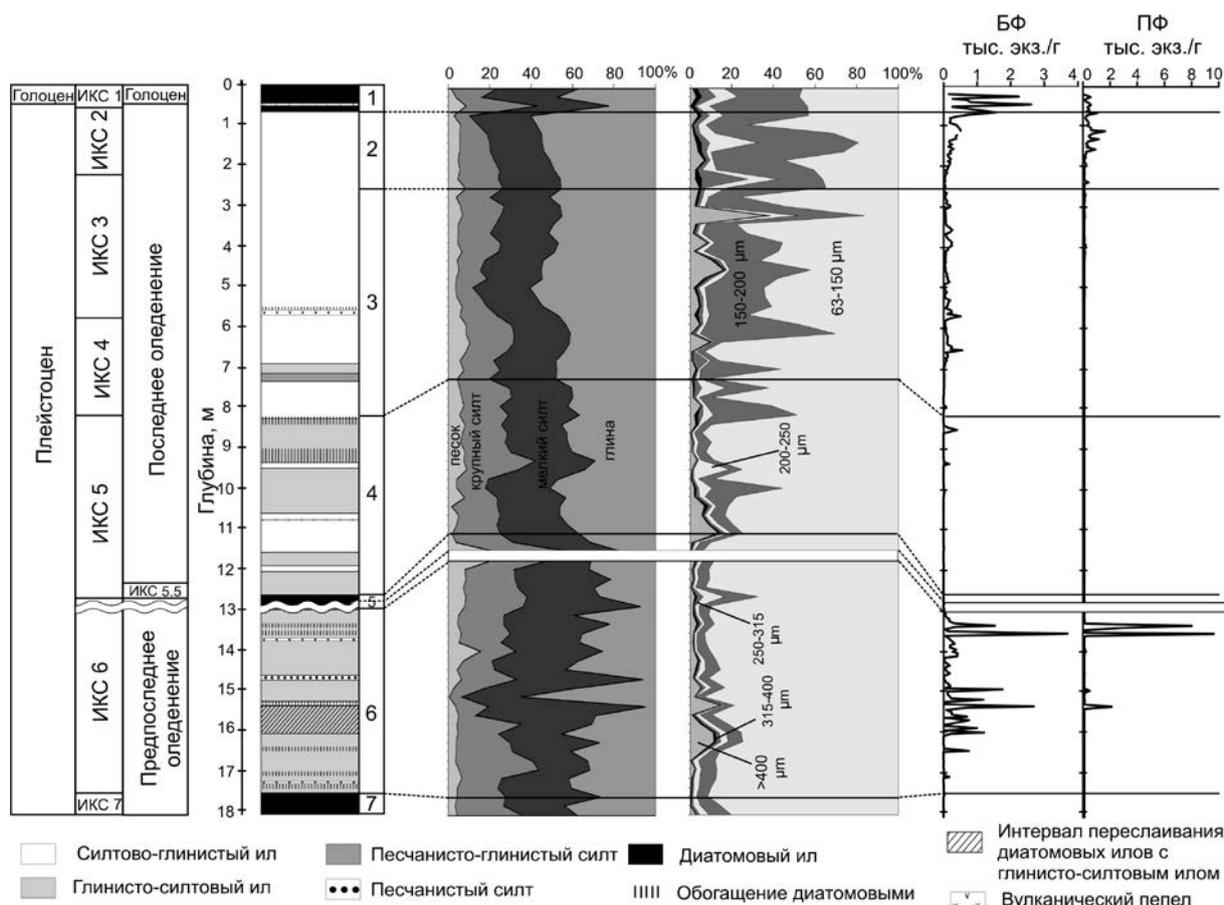
В относительно теплые периоды климатостратиграфической шкалы и, соответственно, высокого гляциоэвстатического стояния уровня океана выявлены относительные минимумы скоростей накопления терригенного материала, а также преобладающих в его составе силтовой и глинистой фракций (рисунок).

Фациальные обстановки подводных хребтов отличаются от бассейновых повышенной гидродинамической активностью в контактной зоне вода-дно за счет ускорения как приливо-отливных, так и квазистационарных придонных течений. В изученной нами колонке вариации содержания глинистой фракции и его изменение в противофазе с концентрацией фракции крупного силта можно объяснить именно флуктуацией придонных течений. Резкое усиление гидродинамической активности на рубеже ИКС 6/5 обусловило формирование прослоев сортированного крупного силта и тонкозернистого песка и привело к появлению стратиграфического перерыва в результате эрозии (рисунок). Возможно, что смыв тонких фракций способствовал резкому увеличению численности БФ в отдельных прослоях горизонта VI (ИКС 6).

Безусловна роль придонных течений в увеличении концентрации материала ледового разноса. Флуктуации придонных течений во время ИКС 6 объясняют резкие изменения содержания суммарной песчаной фракции, максимумы которого созданы вымыванием глины и мелкого силта. Однако, вариации скоростей накопления (абсолютных масс) материала ледового разноса зависят главным образом от интенсивности его поставки, связанной с климатическими изменениями и гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря.

Биогенное кремненакопление (накопление диатомовых илов) усиливалось в относительно теплые периоды, главным образом из-за повышения первичной продукции диатомового фитопланктона. Диатомовые илы слагают полуметровые слои (горизонты VII, V, I) и образуют прослой в отложениях относительно теплой подстадии ИКС 5.1 (рисунок). Повышенное содержание диатомовых отмечено (Cherepanova et al., 2011, а также наши данные) в нижнем конце колонки, отнесенном нами к ИКС 7, в отложениях ИКС 5.3, в средней части горизонта III и в голоцене. Помимо продуктивности вод определенное влияние на концентрацию диатомовых в осадках играет разбавление терригенным материалом. Все пики скоростей терригенного осадконакопления характеризуются низкой концентрацией или полным отсутствием в осадках диатомовых, тогда как слои диатомовых илов характеризуются низкими скоростями осадконакопления.

Содержание в осадках известковых раковин планктонных (ПФ) и бентосных (БФ) фораминифер традиционно объясняется соотношением скоростей их продукции и растворения на дне. Однако в условиях гемипелагической седиментации с резкими колебаниями скоростей накопления силта и глины особое значение может иметь степень разбавления биогенного карбоната терригенным материалом. Не исключено, что прослой с аномально высокой численностью фораминифер в горизонте VI (рисунок) отражают не особо благоприятные условия их обитания, а снятие разбавляющего влияния терригенного материала за счет смыва мелких фракций придонными течениями. С другой стороны, отсутствие БФ в диатомовых илах может быть связано не только с их растворением, но также с неблагоприятными условиями обитания, например, с дефицитом пищи для инфауны в результате медленных темпов осадконакопления, приводящими к малой степени захоронения поступающего на дно органического вещества.



Стратиграфическое расчленение колонки SO201-2-85KL, распределение гранулометрических фракций, а также планктонных (ПФ) и бентосных (БФ) фораминифер. ИКС — изотопно-кислородные стадии

Суммируя сказанное, мы можем представить следующую последовательность событий, приведших к накоплению разреза, вскрытого колонкой SO201-2-85KL на хребте Ширшова, в течение последних 190 тысяч лет.

Если наше предположение о перерыве длительностью около 10 тысяч лет между ИКС 6 и 5 верно, то диатомовый ил, вскрытый в основании колонки, имеет возраст около 190 тысяч лет и относится к межледниковью ИКС 7, которое характеризовалось повышенной биологической продуктивностью (продукцией диатомового фитопланктона) и высоким стоянием уровня Мирового океана. Основная часть речных выносов, как и в современности, осаждалась на внешнем шельфе, и на хребте Ширшова осаждалось мало терригенной взвеси, что привело к низким скоростям осадконакопления.

Начало предпоследнего оледенения (ИКС 6) привело к гляциоэвстатической регрессии, осушению шельфа, приближению устьев рек к бровке континентального склона и, соответственно, к усиленному поступлению терригенной взвеси в глубоководный бассейн, в том числе в воды над хребтом Ширшова. Скорость накопления тонкозернистого терригенного материала на нем увеличилась и достигла наибольших значений в максимум предпоследнего оледенения. Приближение береговой линии, где в зимние сезоны образовывались припайные льды, наряду с увеличением ледовитости бассейна в связи с похолоданием климата, вызвало интенсификацию ледового разноса песка и отчасти гравия над глубоководной впадиной, включая хребет Ширшова. Это отразилось на увеличении содержания фракций $>63 \mu\text{m}$, а также скоростей ее накопления в осадках горизонта VI. Резкие колебания содержания крупных фракций, вероятно, указывают на осцилляцию придонных течений. Смыв тонких фракций с хребта придонными течениями все усиливался с развитием регрессии и общей перестройкой системы циркуляции, что в конце концов привело к возникновению условий «неотложения» и эрозии, т.е. к предполагаемому нами длительному перерыву на рубеже ИКС 6/5. Одновременно, судя по уменьшению кверху

содержания диатомовых в осадках горизонта VI (практически до нуля на 1450 см), сократилась продуктивность диатомового фитопланктона, что вообще характерно для периодов оледенений в бореальной зоне Тихого океана.

Резкую смену условий осадконакопления на переходе от предпоследнего оледенения к теплому, эемскому межледниковью, отраженную в скачкообразном изменении практически всех изученных параметров состава и свойств осадков, трудно объяснить иначе как существованием между ними перерыва осадконакопления. Диатомовый ил горизонта V (ИКС 5,5 — эемий), образованный в относительно теплых условиях высокой биопродуктивности, залегает на поверхности терригенных осадков, обогащенных материалом ледового разноса горизонта VI без признаков постепенного перехода. Отложения эемского межледниковья отличаются очень низкими скоростями осадконакопления и накопления терригенного материала, что мы связываем с затоплением Берингоморского шельфа и уменьшением поступления в район хребта Ширшова тонкозернистой терригенной взвеси. Ледовый разнос крупнозернистого материала практически прекратился из-за потепления климата и удаления источников припайного льда в ходе подъема уровня моря. Диатомовый ил формировался в условиях хорошо аэрированных придонных вод и относительно медленного осадконакопления, способствовавших распаду органического вещества, продуцируемого при цветении фитопланктона. Возможно, дефицит пищевых ресурсов был причиной отсутствия БФ в диатомовых илах горизонта V, наряду с растворением их известковых раковин.

Переход от эемия к последующей относительно более холодной подстадии ИКС 5.4 постепенный и характеризуется изменениями биопродуктивности на более низком уровне, судя по содержанию в осадках диатомей. Далее содержание диатомей варьирует в соответствии с подстадиями потепления (ИКС 5.3, ИКС 5.1), когда продукция была выше, и похолодания (ИКС 5.2), когда она снижалась. Поскольку содержание диатомей варьирует в противофазе со скоростями накопления тонкозернистого терригенного материала, можно предположить также влияние на обилие диатомей изменений степени их терригенного разбавления в ходе осадконакопления. Преобладание силта над глиной в горизонте IV указывает на довольно высокую гидродинамическую активность придонных вод, ограничивающую осаждение глинистой фракции. Относительное обогащение песком ледового разноса нескольких интервалов 724, 1284, 1294, 1474 см свидетельствует об эпизодах увеличения ледовитости.

В раннем стадиале последнего оледенения (ИКС 4, 74–60 тыс. лет назад) скорости осадконакопления заметно возросли (до 20 см/тыс. лет вблизи границы ИКС 4/3), в основном за счет более интенсивного накопления глинистой фракции, которая в последующем преобладает над силтом. Можно предположить, что такое изменение гранулометрического состава осадков было обусловлено ослаблением придонных течений над хребтом Ширшова, хотя не исключено также изменение гранулометрии исходного взвешенного терригенного материала выносов рек. На подобную альтернативу намекают предварительные данные о составе глинистых минералов: уменьшается доля смектита во фракции $<2 \mu\text{m}$ за счет увеличения содержания иллита, что, возможно, связано с включением в состав терригенной взвеси речных выносов тонкозернистого материала талых вод, ледников Аляски и Чукотки. В течение межстадиала последнего оледенения (ИКС 3, 60–28 тыс. лет назад) происходили резкие кратковременные колебания скоростей осадконакопления от 8–10 см/тыс. лет, вероятно, соответствующие относительно теплым периодам, до резких пиков 23–24 см/тыс. лет, которые, по-видимому, метят эпизоды похолодания. В холодные эпизоды несколько возрастала интенсивность ледового разноса, что свидетельствует о большей ледовитости бассейна. Биологическая продуктивность была в целом низкая, причем уменьшалась по мере приближения к максимуму последнего оледенения.

Максимум последнего оледенения (24–20 тыс. лет назад) характеризовался повышенными скоростями осадконакопления (около 22 см/тыс. лет), низкой биопродуктивностью, ростом ледовитости и, соответственно, усилением ледового разноса крупнозернистого терригенного материала. Гляциоэвстатическое понижение уровня моря вызвало осушение Берингоморского шельфа (образование на его месте низменной суши — Берингии, соединившей Чукотку с Аляской). Реки разгружали выносимый ими взвешенный осадочный материал непосредственно в глубоководный бассейн, что и привело к увеличению скоростей осадконакопления.

Биопродуктивность была низкая (судя по отсутствию диатомовых и малой численности БФ). Ледовый разнос терригенного обломочного материала усилился.

Ранняя фаза дегляциации, сопровождавшаяся послеледниковой трансгрессией, постепенным затоплением шельфа, а затем и открытием Берингова пролива, ознаменовалась существенным увеличением численности как БФ, так и ПФ в осадках, что объяснялось ростом биопродуктивности вод (Овсепян и др., 2013). Однако очень малое содержание в осадках диатомовых не подтверждает такое предположение. Замедление скорости осадконакопления (до 5 см/тыс. лет) указывает скорее на вымывание тонкозернистого терригенного материала придонными течениями, скорость которых в начале послеледниковой трансгрессии могла увеличиться.

Резкое увеличение биологической продуктивности вод над хребтом Ширшова в раннем голоцене доказывается накоплением слоя диатомового ила и одновременно большими значениями численности как БФ, так и ПФ. Правда, понижение скорости осадконакопления от относительно холодного позднего дриаса (20 см/тыс. лет) к раннему голоцену (10 см/тыс. лет), возможно, указывает на смыв с хребта части терригенной глинистой фракции ускорявшимися придонными течениями, с соответствующим увеличением процентного содержания раковин фораминифер.

Работа выполнена в рамках российско-германского проекта КАЛЬМАР при финансовой поддержке Лаборатории полярных и морских исследований им. Отто Шмидта (проекты OSL-10-14, OSL-11-11 и OSL-12-15) и РФФИ (гранты №12-05-00617_a, №11-05-01000, №12-05-31118 мол_a).

Литература

Овсепян Е.А., Иванова Е.В., Макс Л., Риетдорф Я.-Р., Нюрнберг Д., Тидеманн Р. Палеоокеанологические условия в западной части Берингова моря в позднечетвертичное время // *Океанология*, 2013. Т. 53, № 2. С. 237–248.

Cherepanova M., Gorbarenko S., Malakhov M., Nurnberg D. Diatom stratigraphy and paleogeography of the Western Bering Sea over the past 170 ka // *The KALMAR Workshop*, 2011. May 16-20, Trier, Germany. P. 31–32.

Dullo W.-C., Baranov B. and van den Bogaard C. (Eds.). SO201-KALMAR Leg 2 Cruise Report. Germany: IFM-GEOMAR, 2009. Report № 35.

Riethdorf J.-R., Max L., Nürnberg D., Tiedemann R. Late Pleistocene to Holocene changes in sea surface temperature, marine productivity and terrigenous fluxes in the western Bering Sea // *Abstracts of the KALMAR Workshop*, Germany, Trier, 2011. P. 105–107.

ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПО ВОДОРОДНОМУ ПОКАЗАТЕЛЮ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ НА УЧАСТКЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ В РАЙОНЕ ГУДАУТСКОГО ПОДНЯТИЯ

В.С. Алексеенко, С.Г. Парада

Институт аридных зон Южного научного центра РАН, Ростов-на-Дону, parada@ssc-ras.ru

Изучение донных осадков северо-восточной континентальной окраины Черного моря осуществлялось нами в районе Гудаутского неотектонического поднятия (Геология..., 1964), в пределах которого по сейсмическим данным выделяются локальные неотектонические структуры в средне-верхнеюрских и нижнемеловых отложениях, а также карбонатные рифогенные постройки верхней юры (Афанасенков и др., 2007), которые представляют собой геологические ловушки углеводородов и рассматриваются как перспективные объекты на обнаружение залежей нефти и газа.

Отбор проб донных осадков осуществлялся нами в ходе проведения научно-исследовательской экспедиции в августе 2010 г. Станции отбора располагались на 7 профилях, ориентированных перпендикулярно береговой линии, через 1500 м. Профили располагались на расстоянии 3000 м один от другого (рис. 1). Всего отобрано 260 проб.

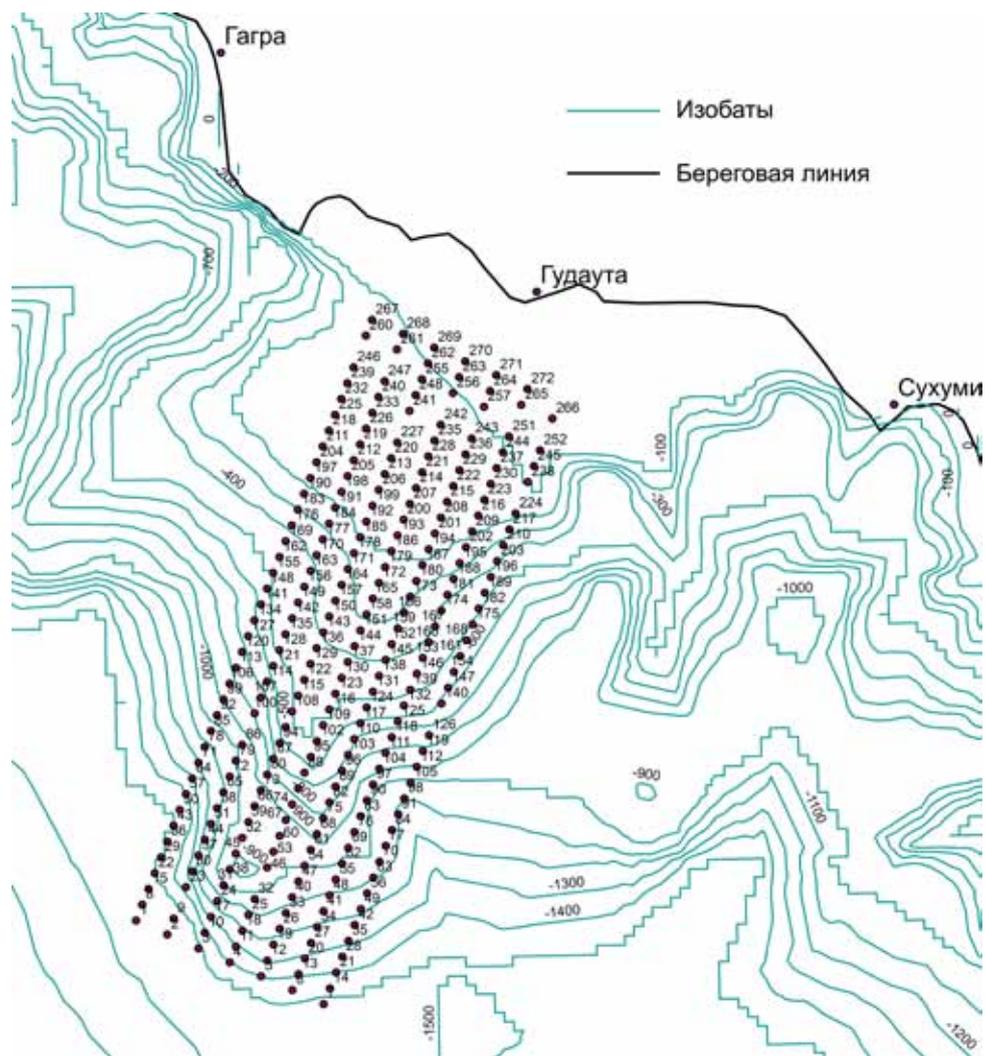


Рис. 1. Карта континентальной окраины Черного моря в районе Гудаутского поднятия и расположение станций отбора проб

Целью исследования являлось выявление закономерности распределения рН современных донных осадков участка континентальной окраины Черного моря в районе Гудаутского неотектонического поднятия. Общая площадь исследуемого объекта составляет 1 000 км². Густота сети станции составляет 0,26 ст/км².

При этом ставились следующие задачи.

1. Определить литологический состав и водородный показатель (рН) поднятых со дна современных четвертичных отложений.
2. Установить статистические характеристики и выявить аномальные значения рН.
3. Построить карту изменчивости рН донных осадков и распределения аномальных значений.
4. Сопоставить данные о пространственном положении аномалий рН донных осадков и выявленных по сейсмическим данным перспективных на углеводородное сырье геологических структур.

Пробы отбирались грунтовой прямоточной трубкой длиной 2,5 м. Перед спуском в нее помещался цельный полиэтиленовый пакет длиной около 2,5 м и диаметром 10 см. Это производилось с целью сохранения литологической целостности отбираемых проб, а также с целью предотвращения «заражения» отбираемых проб металлами от корпуса грунтовой трубки. После подъема грунтовой трубки на палубу научно-исследовательского судна производилось литологическое описание поднятых со дна четвертичных отложений. С интервала 10–15 см от верхней части керна отбиралась проба для определения водородного показателя донных осадков.

Промежуток опробования обусловлен тем, что в интервале 0–10 см осадки представлены илами жидкообразной консистенции, неплотными, неслоистыми, нелитифицированными. Они могут быть подвержены поверхностному загрязнению, могут перемываться морскими течениями и волновой деятельностью моря. Исключением являются пробы, отобранные дночерпателем Ван Вина, который применялся в случае невозможности использования прямоочной грунтовой трубки. Отобранные пробы длиной 5 см запаковывались в пакеты с замком Zip-lock и хранились в судовой лаборатории без заморозки.

Отобранные на определение водородного показателя рН осадки представлены в основном двумя литологическими разностями.

1) Карбонатный ил, сложенный раковинами моллюсков и глинистым материалом. Данный тип осадков был отобран в шельфовой зоне.

2) Ил, сложенный глинистым материалом, с тонкими прослоями кокколитового ила светло-серого до белого цвета.

В лаборатории, спустя 30 дней после пробоотбора, проводилось измерение водородного показателя (рН) донных осадков. Измерение проводилось потенциометрическим способом с помощью анализатора Эксперт-001, измерительного электрода и хлорсеребряного электрода сравнения. При помощи лабораторных весов взвешивалась навеска донных отложений, равная 10 г. Она помещалась в пластиковый стакан, куда добавлялось 25 г дистиллированной воды. Донный осадок перемешивался с дистиллированной водой в течение 1 мин. Затем в полученную суспензию погружали электроды и измеряли величину рН. Показания прибора считывали не ранее чем через 1 мин после погружения электродов в суспензию.

Результаты лабораторных исследований были обработаны статически. Выявление геохимических аномалий производилось через медианное значение, которое составило 8,16. Это практически совпадает со среднеарифметическим значением 8,26 при погрешности оценки среднего (λ), равной 0,037. Модальное значение рН (8,14) также не сильно отличается от среднего и медианного. Это значит, что водородный показатель характеризует среду донных отложений как слабощелочную-щелочную. Минимальное значение — 7,68, максимальное — 9,3. Таким образом, количество станций, соответствующих критерию 1S, — 43, количество станций, соответствующих критерию 2S, — 14, количество станций, соответствующих критерию 3S, — 11.

По результатам работ, проведенным ранее, по изучению осадков Черного моря, водородный показатель характеризуется меньшими значениями.

В работах, проведенных в 1999 г. на шельфе Украины (Кирюхина, Губасарян, 2000) и нацеленных на исследование биогеохимических свойств, изучался гранулометрический состав донных осадков, окислительно-восстановительный потенциал, содержание углеводов и органических соединений в донных осадках шельфовой зоны Крыма. Было установлено, что среда осадконакопления современных донных осадков нейтральная и слабощелочная (табл. 1).

Таблица 1. Физико-химические показатели донных осадков крымского шельфа Черного моря по (Кирюхина, Губасарян, 2000)

№№	Донный осадок	Натуральная влажность	рН
2	Ил темно-серый с бурыми прослоями	61,69	7,55
3	Ил серый однородный	46,67	7,63
6	Песок илистый с бурыми прослойками	36,59	8,08
7	Песок темно-серый, мелкий	27,66	8,13
8	Ил серый, бурые прослойки	46,67	7,65
11	Ракушняк крупный	-	8,34
12	Ил черный, бурые прослойки, слабый, запах сероводорода	61,56	8,22
13	Ил оливково-серый, однородный	62,58	8,40
16	Ракушняк заиленный, серый	41,26	8,21
17	Ракушняк мелкий, примесь ила	-	8,03

В 2004 г. ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» проводила комплексные исследования современных инженерно-экологических условий юго-восточной черноморской площади, приуроченной преимущественно к материковому склону. Исследования заключались в изучении

гранулометрического и минерального состава донных отложений, изучении pH донных осадков, исследованиях содержания микрокомпонентов, содержания нефтепродуктов, включая измерение водородного показателя донных осадков. Для измерения pH осадков применялся pH-метр ОР-264/1 с использованием комбинированного стеклянного электрода ЭСКЛ-0.5, включающий хлорсеребряный электрод сравнения.

Исследования включали измерение водородного показателя, значения которого приведены в табл. 2.

Таблица 2. Статистические показатели pH современных осадков Черного моря по данным ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», 2004 (<http://www.chernomorreftegazcompany.com>)

Физико-химический параметр	Пределы колебаний	X	λ	S	X+1S	X+2S	X+3S
Значение pH (поверхностный горизонт)	7,14-8,70	7,50	0,02	0,16	7,66	7,82	7,98

Таким образом, осадки Черного моря, отобранные в пределах Гудаутского поднятия, по сравнению с другими участками шельфа Черного моря характеризуются повышенными значениями pH (7,86–9,27).

Дальнейший анализ полученных данных заключался в построении карты распределения значений pH. С этой целью была использована программа ArcGis 9.1. С помощью функции kriging была проведена площадная интерполяция значений pH донных осадков. Полученная карта представлена на рис. 2.

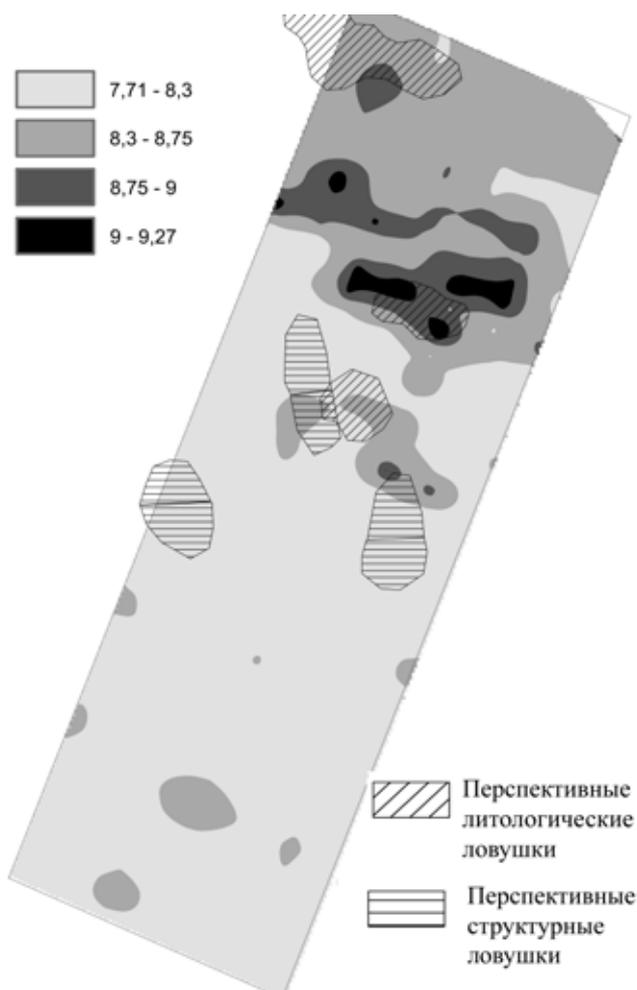


Рис. 2. Карта сопоставления значений pH в донных осадках и перспективных нефтегазоносных структур, выявленных по данным сейсморазведки

Оказалось, что аномальные значения рН приурочены в основном к шельфовой зоне и выровненным участкам материкового склона. Сопоставление значений рН и литологического состава осадков показало, что аномальные значения рН не зависят от состава осадков, они отмечаются как для карбонатных осадков, так и для глинистых илов.

Сравнение участков повышенных показателей рН донных осадков с участками развития потенциально нефтегазоносных геологических структур, выявленных по сейсмическим данным, показывает, что они часто совпадают в пространстве. Следовательно, повышение рН может быть вызвано восходящими из углеводородных залежей флюидами (Серебрянникова, 2008). Там, где совпадение аномалий рН с геологическими структурами не отмечается, выявленные сейсмикой ловушки, скорее всего, не содержат такие залежи.

Литература

Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.

Геология СССР. Том X. М., 1964. 656 с.

Кирюхина Л.Н., Губасарян Л.А. Биогеохимические характеристики черноморских осадков шельфовой зоны Крыма // Экология моря. 2000. Вып. 50. С. 18–21.

Серебрянникова О.В. Геохимические методы при поиске и разведке месторождений нефти и газа. Ханты-Мансийск: РИЦ ЮГУ, 2008. 172 с.

<http://www.chernomorneftegazcompany.com/reports/EcologicalStudiesSouthWestBlackSeaArea.pdf>

МЕТОДЫ БОЛЬШИХ ШЛИФОВ И ФИЗИКИ ПЛАСТА ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД ПРИ ПОДГОТОВКЕ К РАЗРАБОТКЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА

Т.В. Антоновская, В.Н. Абрамов

Филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в г. Ухта, Ухта, tat-atv@yandex.ru

В настоящий момент при исследовании керна в шлифах очень важно не только изучение собственно вещества, но также пустотного пространства, представленного порами, кавернами и трещинами различного генезиса, что является важным условием для более точного определения фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов и флюидоупоров. Традиционно выделяемые проницаемые и плохо проницаемые интервалы по стволу скважин по промыслово-геофизическим данным требуют подкрепления фактическим материалом — керном, шламом, шлифами. Керна даёт информацию о реальном геологическом разрезе природного резервуара. Особую ценность представляет сплошной отбор керна для более чёткой геофизической привязки, выделения геофизических реперов и дальнейшего их использования в разрезах скважин с редким отбором кернового материала. Чем детальнее оконтурен нефтегазоносный объект и уточнены его фильтрационно-емкостные характеристики, тем реалистичнее будет составлена модель разработки углеводородной залежи для её эффективного освоения, что, в свою очередь, приведёт к экономии средств нефтегазодобывающего предприятия. Для уточнения положения залежи в недрах выполняется общая и детальная корреляция разреза по данным геофизических исследований скважин с учётом сейсмического материала (отражающие горизонты, тектонические нарушения, литологические и стратиграфические экраны), данных керна (литологическое описание, стратиграфическая привязка), результатов опробования скважин в процессе бурения и в колонне. Для определения качества пород-коллекторов и флюидоупоров, их пропускной способности, степени насыщения пластовыми флюидами, количества углеводородов в проницаемых пластах необходимы, в дополнение к промыслово-геофизическим, петрографические и петрофизические исследования керна. В лаборатории петрофизики определяются значения открытой и эффективной пористости пород, их абсолютной газопроницаемости, остаточной водонасыщенности, минералогической объёмной плотности, электрического сопротивления пород в пластовых условиях и ряд

других показателей, необходимых при оценке ресурсов и подсчёте запасов углеводородов, а также при выборе способа разработки залежей нефти и газа. Петрофизические методы дают представление об объёме пустотного пространства пород без учёта их генетических особенностей. На основе микролитологических и микротектонических исследований пород в шлифах можно сделать выводы о взаимном положении пустот, их природе, степени открытости, характере преобразованности в ходе геологического времени. Чем больше площадь шлифа, тем информативнее материал.

Метод больших шлифов, который разработали специалисты ВНИГРИ Е.С. Ромм и Л.П. Гмид в 1957 г., спустя полвека после его появления становится всё более востребованным, особенно в регионах со сложным тектоническим строением осадочного чехла и в глубокозалегающих продуктивных горизонтах, где преобладают коллекторы трещинного типа (Гмид и др., 2009). Объёмная плотность трещин, трещинная проницаемость и трещинная пористость, вычисленные по большим шлифам, учитываются при оценке ресурсов и подсчёте запасов нефти и газа в пластах-резервуарах. Увеличение области изучения шлифа в 40, 100 и 400 раз с помощью поляризационного микроскопа позволяет точнее определить минеральный состав пород, их структурно-текстурные особенности и визуально оценить качество пород-коллекторов и плохопроницаемых толщ; определить структуру пустотного пространства, к которому относятся поры и трещины различного размера и конфигураций; оценить степень эффективности данных пустот и выделить их генерации. С учётом сведений макроисследований керна метод позволяет определить литолого-фациальные условия образования осадочных комплексов. Выделение минеральных ассоциаций, особенностей внешнего облика зёрен и их взаимного положения, количественного соотношения различных минеральных групп позволяет выявить вторичные (диагенетические и катагенетические) изменения, оказавшие влияние на формирование коллекторских свойств пород. С учётом данных петрофизики (коэффициенты открытой пористости и абсолютной газопроницаемости), а также сведений по пористости и трещиноватости пород, полученных по шлифам, метод позволяет выделить типы коллекторов.

Интервалы бурения со сплошным отбором керна являются одним из важнейших источников наиболее достоверной информации о природном резервуаре. Детальные петрофизические исследования керна в цилиндрах, а также петрографические по большим шлифам (продольным и поперечным), выполненным из данных цилиндров, позволяют уточнить положение границ продуктивных горизонтов и выделить низкоёмкие коллекторы, не фиксируемые по промыслово-геофизическим данным из-за их незначительной пористости при высокой микротрещиноватости. По результатам исследований рекомендуются уточнённые интервалы перфорации; проводится более достоверное оконтуривание площади подсчётных объектов с использованием результатов детальной корреляции. Коэффициент эффективной пористости принимается в формулу подсчёта запасов с учётом трещинной составляющей. Особая ценность метода по изучению трещиноватости пород в шлифах заключается в формулах, содержащих коэффициенты пропорциональности, связывающие макро- и микросреду. С помощью данного метода определяются параметры трещиноватости пород: объёмная плотность трещин (формула 1), трещинная проницаемость (формула 2), трещинная пористость (формула 3) (Гмид и др., 2009).

$$T_0 = 1570 \times L/S \quad (1)$$

1570 — коэффициент объёмной плотности;
 L — длина трещины (стилолита), мм;
 S — площадь шлифа, мм²;
 T₀ — объёмная плотность открытых трещин, 1/м.

$$K_T = (A \times b^3 \times L)/S \quad (2)$$

A — коэффициент, учитывающий ширину трещин и поправку на их раскрытие при изготовлении шлифов с учётом геометрии системы трещин (из таблицы Гмид и др., 2009);
 b — ширина (раскрытие) трещины, мкм (10⁻³ мм);

K_t — трещинная проницаемость, 10^{-3} мкм² (мД).

$$m_t = (0,1 \times b \times L) / S \quad (3)$$

0,1 — коэффициент трещинной пористости в качестве поправки на глубину;

m_t — трещинная пористость, %.

Авторы метода выявили закономерности распределения трещин в геологических разрезах на дневной поверхности, в скважинах (макро) и в больших шлифах (микро). Наблюдая характер взаимного положения трещин в шлифах и степень их раскрытости, измеряя их длину и ширину, занося результаты измерений в формулы, можно смоделировать картину положения реальных трещинных систем на глубинах, недоступных визуальному наблюдению и не улавливаемых сейсморазведкой. Гениальность метода заключается в том, что Е.С. Ромм как специалист по гидродинамике и Л.П. Гмид как литолог-петрограф предложили геологической науке связующее звено в цифровых значениях между разномасштабными сферами единого пространства. Представление о том, что метод даёт лишь дискретную точечную информацию, которую нельзя распространить на большие площади, обосновано лишь на первый взгляд. Вышеприведённые формулы можно применить, рассчитав длину и ширину трещин любыми известными методами. Или в плоскости шлифов, продольных и поперечных, полученных из петрофизических цилиндров размером 3×3 см, или в кубе, насыщенном под вакуумом люминофором для выявления особенностей строения пустотного пространства с длиной грани куба 5 см (Багринцева и др., 2003), или с помощью томографа. Если данные о длине и ширине трещин и стилолитов, открытых и залеченных минеральным и битуминозным веществом, внести в формулы, полученные авторами метода больших шлифов, то говорить о точечной информации будет некорректно. Благодаря связующим макро- и микромир коэффициентам (см. формулы 1–3), полученным экспериментальным путём в результате почти сорокалетних практических исследований, данные по характеристике трещиноватости пород можно проецировать на глубины, не доступные визуальному наблюдению. Не столько важен способ получения сведений о длине и ширине трещин и расчёте пустотного пространства в конкретной точке, сколько дальнейшие действия для вычисления коэффициентов трещиноватости и их использования при подсчёте запасов нефти и газа в ловушках различного генезиса и моделирования нефтегазонасыщенного резервуара для его разработки и эксплуатации. Вышеперечисленные методы (больших шлифов, куба, томографический) можно использовать в комплексе, так как они несут одинаковый смысл — получение сведений о пустотном пространстве на микроуровне и конкретной точке. Лишь первый из них позволяет расширить горизонты сведений о трещиноватости пород на больших глубинах благодаря используемым связующим коэффициентам в формулах по расчёту объёмной плотности трещин (см. формулу 1), трещинной проницаемости (см. формулу 2) и трещинной пористости (см. формулу 3). Во всех трёх случаях необходимо одно условие: площадь шлифа, сторона грани куба, томографический срез образца породы не должны превышать максимально допустимый в формулах размер площади (5×5 см). Подобного эксперимента, включающего определение длины и ширины трещин и стилолитов всеми тремя способами (методами), пока не выполнялось, он выдвигается авторами данного труда в виде рабочей гипотезы. В настоящий момент готовится база для его проведения.

Исследования керна петрофизическими методами и методом больших шлифов проведены авторами в среднедевонско-нижнефранских терригенных отложениях Северо-Югидского нефтегазоконденсатного месторождения в южной части Печоро-Кожвинского мегавала вблизи Припечорского глубинного разлома на глубинах 3100–3400 м, а также в каменноугольно-пермских карбонатных породах Кочмесского нефтяного месторождения одноимённой ступени Косью-Роговской впадины на глубинах 1500–2750 м. (рис. 1)

Определены коэффициенты трещинной пористости и проницаемости по шлифам и керну, выведены типы коллекторов с учётом данных физики пласта, литотипы пород, слагающих разрезы. Выявлены особенности генезиса и распространения трещин в терригенных и карбонатных породах (рис. 2)

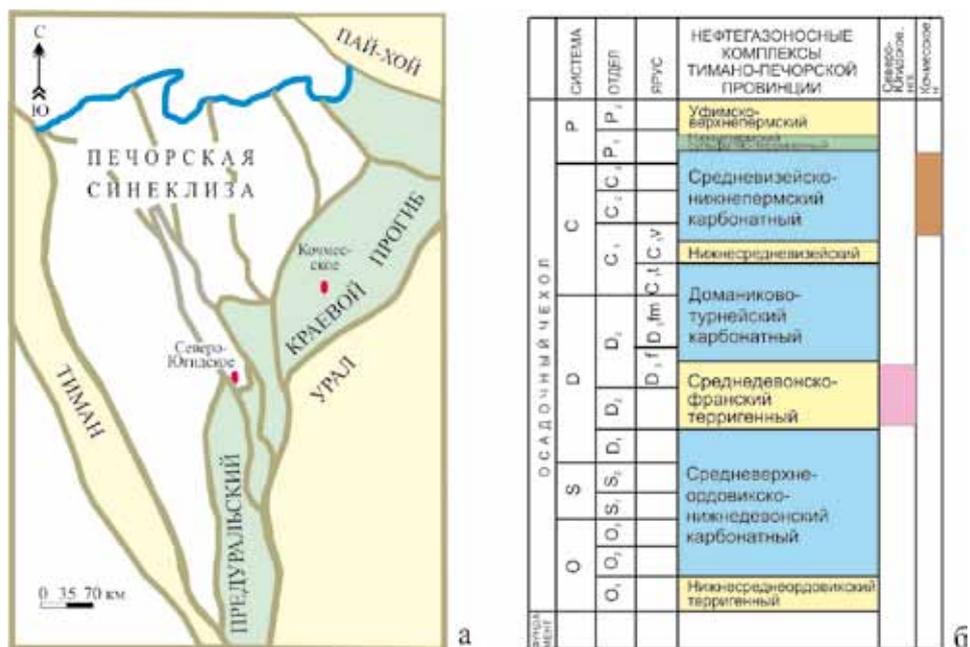


Рис. 1. Местоположение исследуемых объектов Тимано-Печорской провинции: в плане — обзорная карта (а), в разрезе — нефтегазоносные комплексы (б)

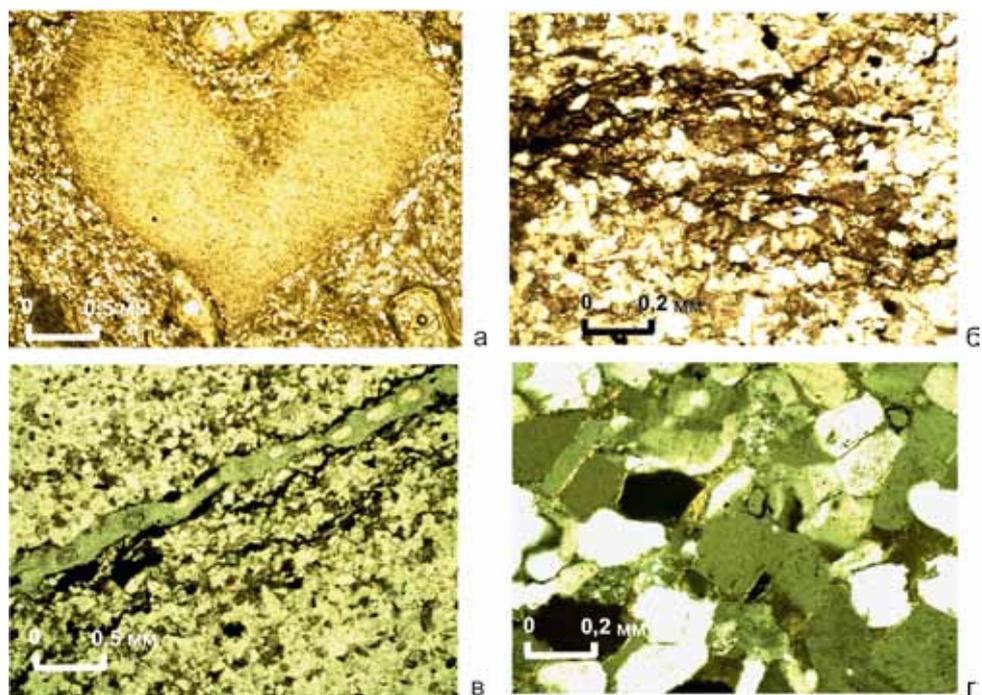


Рис. 2. Трещиноватость в карбонатных (а, б) и терригенных (в, г) породах исследуемых площадей

По Северо-Югидскому месторождению выполнена детальная корреляция разреза с учётом результатов микроисследований по шлифам. Предложена модель природного резервуара, отличающаяся от принятой для подсчёта запасов нефти и газа. В нижнефранских отложениях выявлены дополнительные проницаемые интервалы, содержащие нефть и газ, подтверждённые данными керна и признаками присутствия углеводородов в процессе бурения, не выделенные по ГИС и, как следствие, не включенные в список опробования пластов, потерянные для подсчёта запасов и моделирования резервуара. Тектонически сложное строение района исследований, связанное с близостью глубинного разлома и серии оперяющих, взаимопересекающихся нарушений, а также значительная глубина изучаемых отложений и небольшие эффективные мощности проницаемых интервалов не позволяют достоверно интерпретировать сейсмический

материал и геофизические данные по стволу скважин. Основным источником информации является керн, шлам и особенности изменения состава бурового раствора в процессе бурения, а также меняющаяся скорость бурения в зависимости от литологического состава разбуриваемых пород.

Таким образом, при выборе методов разработки углеводородных залежей сведения о коэффициентах трещиноватости пород, распространении трещиноватых коллекторов с учётом их генезиса позволяют воссоздать модель пустотного пространства в резервуарах разного типа и литологического состава, а также подобрать наиболее экономически выгодные режимы отбора нефти и газа из проницаемых пород, в том числе с помощью новых технологий.

Литература

Багринцева К.И., Дмитриевский А.Н., Бочко Р.А. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., 2003. 264 с.

Гмид Л.П., Белоновская Л.Г., Шибина Т.Д. и др. Методическое руководство по литолого-петрографическому и петрохимическому изучению осадочных пород-коллекторов. СПб., 2009. 160 с.

ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА В СВЕТЕ БИОСФЕРНЫХ СОБЫТИЙ

А.И. Антошкина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Antoshkina@geo.komisc.ru

Североуральский седиментационный бассейн, начиная с позднего кембрия, входит в состав крупного мегабассейна северо-восточной окраины Европейского континента. На протяжении ~105 млн лет в нем происходила последовательная смена режимов терригенной, терригенно-карбонатной и карбонатной седиментации, отражающей литогеодинамическую эволюцию континентальной окраины. Реальные геологические тела представляют разнообразие седиментационных бассейнов в пределах платформ-шельфов и платформ-рампы (Антошкина, 2006). Реконструкция онтогенеза крупного осадочного бассейна важна для решения не только фундаментальных вопросов эволюции континентальных окраин, но и практических задач, т.к. нижний палеозой является перспективным объектом поисков залежей углеводородного сырья в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (Прищепа и др., 2011).

Зарождение седиментационного бассейна было инициировано раскрытием Палеоуральского океана на границе кембрия и ордовика, связанного, по мнению В.Н. Пучкова (2010), с эпиконтинентальным рифтогенезом древнего композитного континента. Согласно палеореконструкциям многих исследователей, в течение ордовика – раннего девона бассейн располагался в приэкваториальных палеоширотах, что способствовало появлению на континентальной окраине рифов в позднем ордовике. Осадконакопление в течение раннепалеозойского этапа контролировалось периодической активизацией региональных и глобальных тектонических процессов и чередованием биосферных событий.

В основании палеозойского разреза Североуральского седиментационного бассейна имеются образования метаморфизованной коры выветривания по субстрату верхнерифейско-нижнекембрийских вулканитов, переотложенный материал которой присутствует в составе пород базальных горизонтов кластолитов, сохранившихся в районах пониженных блоков фундамента (Никулова, 2013). Постепенный характер ордовикской трансгрессии проявляется в уменьшении зернистости обломочных пород и увеличении в них числа гравелитов и песчаников. Они характеризуют обстановки равномерно погружающейся континентальной окраины с терригенными осадками, сохранившимися в рифтовых палеодолинах вплоть до позднего ордовика.

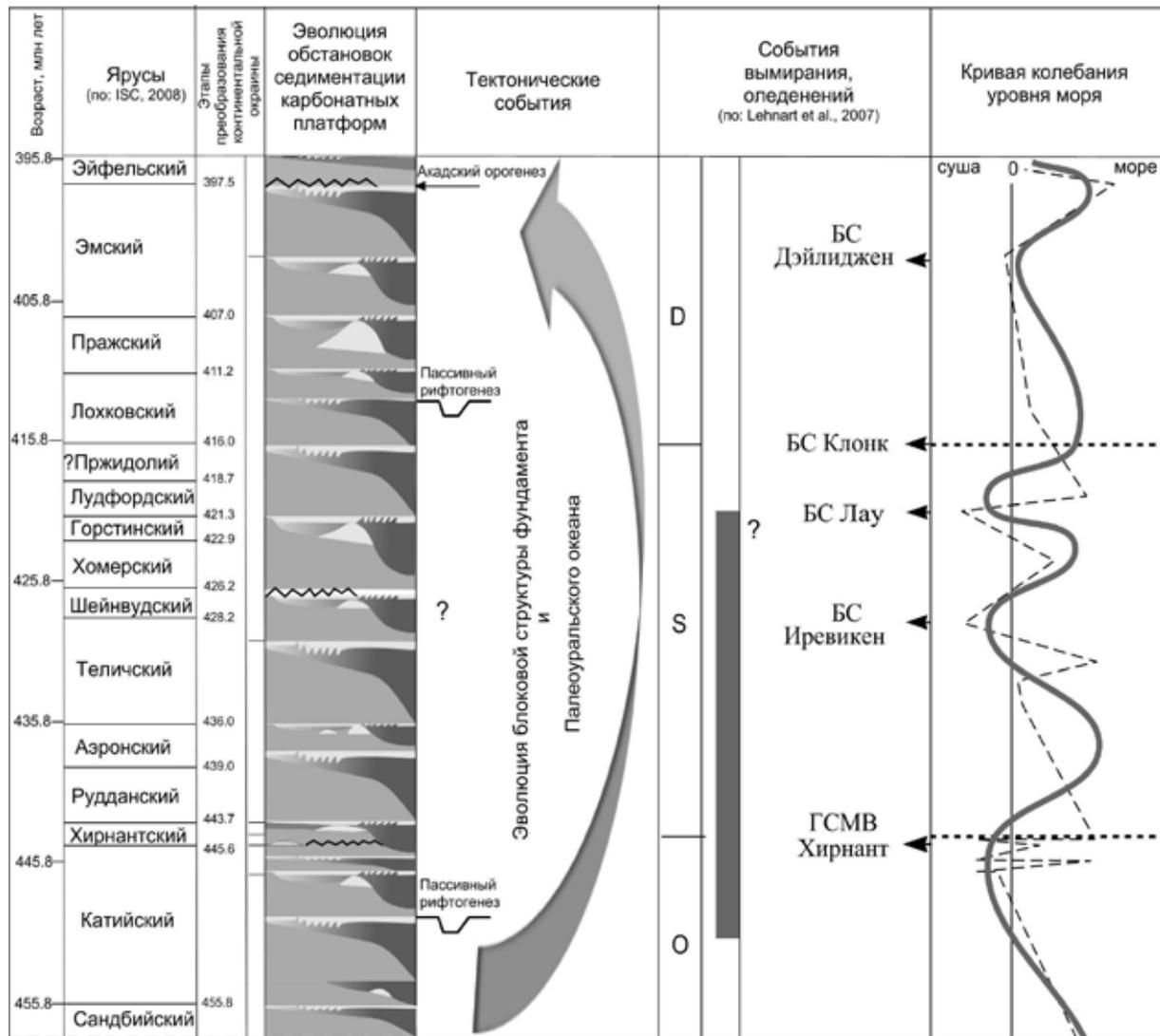
В позднем ордовике фаціальное разнообразие отложений возросло вверх по разрезу. В начале катийского века открытошельфовые сублиторальные осадки были распространены

в пределах всего бассейна, что фиксируется глинистыми известняками с разнообразной фауной. В среднем катии на фоне аридизации климата в результате проявления пассивного рифтогенеза фундамента Тимано-Печорской плиты на стыках разнонаправленных блоков образовались обвальное-оползневые брекчии (Антошкина, 2011а), а в областях интенсивно погружающихся блоков — мощные сульфатно-карбонатные толщи (впадины Предуральского краевого прогиба и Печорская синеклиза). На приподнятых блоках поперечных поднятий западноуральской зоны возникли локальные рифы, которые в середине позднего катия были эродированы, затем затоплены в конце века. Глобальная регрессия, связанная с хирнантской фазой оледенения Гондваны в условиях аридизации климата, привела к резкому обмелению в пределах приподнятых блоков фундамента и к образованию седиментационно-диагенетических брекчий, отмельных биокластовых песков и перерывов в осадконакоплении в разных частях седиментационного бассейна. В позднем хирнанте на отмелях возникли биогенные банки и распространились мелководные илово-биокластовые пески. Проявление заключительной фазы позднеордовикского оледенения на границе ордовика и силура вызвало эродирование карбонатной платформы и фактическое исчезновение позднеордовикских сообществ фауны (Безносова, 2008), что отвечает событию массового вымирания Хирнант.

Глобальная рудданско-среднеаэронская трансгрессия привела к распространению на обширной платформе-рампе сублиторальных известковых осадков с обновленной разнообразной бентосной и планктонной фауной. В результате проявления фазы оледенения в позднем аэроне (Kalio et al., 2003) регрессия в условиях аридизации климата способствовала возникновению широкого спектра фаций: от карбонатно-сульфатных осадков сабхи, известково-доломитовых ламинитов и строматолитов внутришельфовых лагун, амфипорово-строматопоровых, биокластовых и строматолитовых биоморфных пластов зарифовых лагун до рифовых толщ из системы рифов-бугров, межрифовых лагун и пэтч-рифов на окраине шельфа. Раннетелическая трансгрессия способствовала распространению во всем бассейне сублиторальных известковых осадков с обильной и разнообразной фауной вплоть до позднего теличия. Эвстатическое падение уровня моря на границе лландовери-венлока отразилось в морских экосистемах проявлением глобального биотического события вымирания Иривикен (Mannik et al., 2000). В разрезах отмечаются синседиментационные размывы, коры выветривания в разрезах Печорской синеклизы и конглобрекчии подводных каньонов на окраине шельфа, а также отсутствие части отложений нижнего венлока в некоторых разрезах окраины шельфа (Палеозойское осадконакопление..., 2011). Все эти особенности седиментации связаны кроме того и с дифференциацией дна бассейна на разных блоках фундамента. Затем в шейнвуде в пределах бассейна накапливаются трансгрессивные сублиторальные и лагунные органогенные известняки с периодически поступающей терригенной песчано-алевритовой примесью (вплоть до формирования песчаных пачек мощностью 3–11 м) в условиях открытой платформы-рампы. Начиная с хомерского времени до середины лудфордия, на окраине шельфа развивались мощные окраинно-шельфовые барьерные рифы, а в пределах бассейна были характерны литоральные и лагунные отложения с довольно однообразной в видовом отношении эврифациальной бентосной фауной и участками повышенной солености. В конце раннего лудфордия мощная регрессия на фоне аридизации климата и возможным проявлением фазы похолодания (Kalio et al., 2003; Lehnert et al., 2007) привела к эродированию карбонатной платформы и завершению силурийского рифообразования. Последующая позднелудфордская (раннегребенская) трансгрессия и гумидизация климата привели к образованию на окраине шельфа короткоживущих эвксинных бассейнов (Антошкина и др., 2012). В итоге окраинно-шельфовое рифообразование прекратилось на период до 8 млн лет. Интенсивная регрессия, вызвавшая перерыв в осадконакоплении на границе силура и девона, привела к образованию в кровле силура плоскогалечникового конгломерата с пустотами выщелачивания (Приполярный Урал), известняковых гравелито-песчаников и брекчий оолитовых известняков (гр. Чернышева, р. Изьяю). На р. Шарью отложения овинпармского горизонта подстилаются разновозрастными породами верхнего силура. В пределах Печорской плиты в ряде районов отсутствуют не только часть силурийских отложений, но и пражско-эмских (Юрьева, Валиукевичус, 2012). Такая резкая фациальная смена вызвала проявление биотического события Клонк, выразившегося в

полной смене бентосных сообществ фауны на уровне родов и видов (Безносова, 2008).

Несмотря на этот перерыв, затопление карбонатной платформы, сопровождавшееся глинисто-карбонатной седиментацией и разнообразием бентосной фауны во всех разрезах региона, продолжалось вплоть до позднего лохкова. В основании лохковского яруса залегает прослой (8–9 см) зеленовато-серой вязкой глины, включающей комплекс раннедевонских спор (Цыганко, 2011). В позднелохковское время при аридизации климата были характерны солеродные лагуны с мощными карбонатно-сульфатными толщами во впадинах зарифового бассейна (Предуральский краевой прогиб, Печорская синеклиза), а на окраине платформы возобновилось рифообразование. В прагиене на окраине терригенно-карбонатного шельфа сформировалась система мощных барьерных рифов. В раннеэмское время на платформе были распространены обстановки аллювиальных равнин, прослой и линзы кварцевых алевролитов стали накапливаться в нижнеэмских органогенно-аккумулятивных постройках на севере Урала. В конце раннего эмса обмеление вызвало существенный перерыв в осадконакоплении, что проявилось в присутствии размывов внутри эмса. Этот интервал времени соответствует времени формирования бокситоносного субровского горизонта на Восточном Урале. Усиление терригенной седиментации на северо-востоке Европейской платформы могло быть связано с



Взаимосвязь эволюции осадочного бассейна в раннем палеозое с гео-биосферными процессами: с региональными и глобальными тектоническими событиями, событиями вымирания и оледенения, колебаниями уровня моря и эволюцией континентальной окраины. BC — биотическое событие, ГСМВ — глобальное событие массового вымирания

проявлением акадской фазы, завершающей каледонский орогенез. В позднем эмсе в пределах платформы преобладали сублиторальные обстановки с накоплением глинисто-карбонатных осадков с разнообразной планктонной и бентосной фауной. Завершился этап раннепалеозойского осадконакопления проявлением биотического события Дейлиджен на границе эмского и эйфельского веков.

Таким образом, рассмотренная выше история раннепалеозойского осадконакопления на северо-восточной окраине Европейской платформы показывает довольно сложную эволюцию седиментационного бассейна, в которой отразились геолого-биотические события регионального и глобального масштабов. Он начался этапом континентального осадконакопления (заложением Палеоуральского океана), прошел неоднократную разнообразную смену морских и континентальных обстановок (рисунок) и завершился резкой регрессией на рубеже эмского и эйфельского веков. Внутриплитный пассивный и активный рифтинг и пострифтовое погружение влияли на распределение фаций и преобразование платформ-рампы в платформы-шельфы. Эволюцию палеозойского рифообразования определяло палеогеографическое положение палеоконтинента Балтики (затем Лавруссии), эвстатические колебания уровня моря, развитие Палеоуральского океана и геодинамическая позиция северо-востока Европейской платформы. Особенности седиментации на разных этапах развития осадочного бассейна контролировались прежде всего изменениями рельефа фундамента, связанного с эволюцией его блоковой структуры.

Исследования проводились в рамках программы Президиума РАН № 28/2, проект № 12-П-5-1006.

Литература

- Антошкина А.И.* Генетические типы карбонатных псефитолитов нижнего палеозоя севера Урала: II. Типы, модели и особенности формирования // Литосфера, 2011. № 3. С. 39–49.
- Антошкина А.И., Валяева О.В., Исаенко С.И., Процько О.С.* Черные аргиллиты верхнего лудфордия как свидетельство эксинных условий, Приполярный Урал // Геохимия, 2012. № 10. С. 1–7.
- Безносова Т.М.* Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 217 с.
- Мальшев Н.А.* Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.
- Никулова Н.Ю.* Базальные горизонты уралид севера Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 240 с.
- Антошкина А.И., Салдин В.А., Сандула А.Н., Никулова Н.Ю., Пономаренко Н.С., Шадрин А.Н., Шиболкин Д.Н., Канева Н.А.* Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 200 с.
- Прищепина О.М., Богацкий В.И., Макаревич В.Н., Чумакова О.В.* Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2011. Т. 6, № 4. С. 1–34.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Юрьева З.П., Валиукевичюс Йю.* Нижний девон Варандей-Адзвинской структурной зоны (стратиграфия, корреляция) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012. № 5. С. 6–10.
- Цыганко В.С.* Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 356 с.
- International Commission on Stratigraphy. 2008. Cambridge University Press. www.stratigraphy.org
- Kaljo D, Martma T, Mannik P, Viira V.* Implications of Gondwana glaciations in the Baltic Later Ordovician and Silurian and a carbon isotopic test of environmental cyclicity // Bull. de la Societe geologique de France, 2003. V. 174. P. 59–66.
- Lehnert O., Eriksson M. J., Calner M. et al.* Concurrent sedimentary and isotopic indications for global climatic cooling in the Late Silurian // Acta Palaeontologica Sinica, 2007. V. 46. P. 249–255.
- Männik P, Martma T.* Llandovery-Wenlock boundary in the Subpolar Urals // Ichthyolith Issues Special Publication, 6. Syktvykar: Geoprint, 2000. P. 64–67.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ НА РУБЕЖЕ ПЕРМИ И ТРИАСА (ПО ДАННЫМ $\delta^{13}\text{C}$ И $\delta^{18}\text{O}$ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ)

М.П. Арефьев, В.Н. Кулешов, Б.Г. Покровский

Геологический институт РАН, Москва, *mihail-3000@inbox.ru*

Граница перми и триаса отмечена крупнейшим в фанерозое экологическим кризисом, во время которого на Земле исчезло более 80 % родов морских животных (Payne, Clapham, 2012). Наиболее вероятной причиной позднепермского кризиса считается излияние сибирских траппов, пик которого совпадает с границей перми и триаса с точностью ± 1 млн лет (Shen et al., 2011). Предполагается, что активизация вулканической деятельности сопровождалась активным выбросом «парниковых» газов, вызвавших глобальное потепление. Пик биотического события совпадает с мощной отрицательной аномалией изотопного состава углерода, осложненной флуктуациями второго порядка.

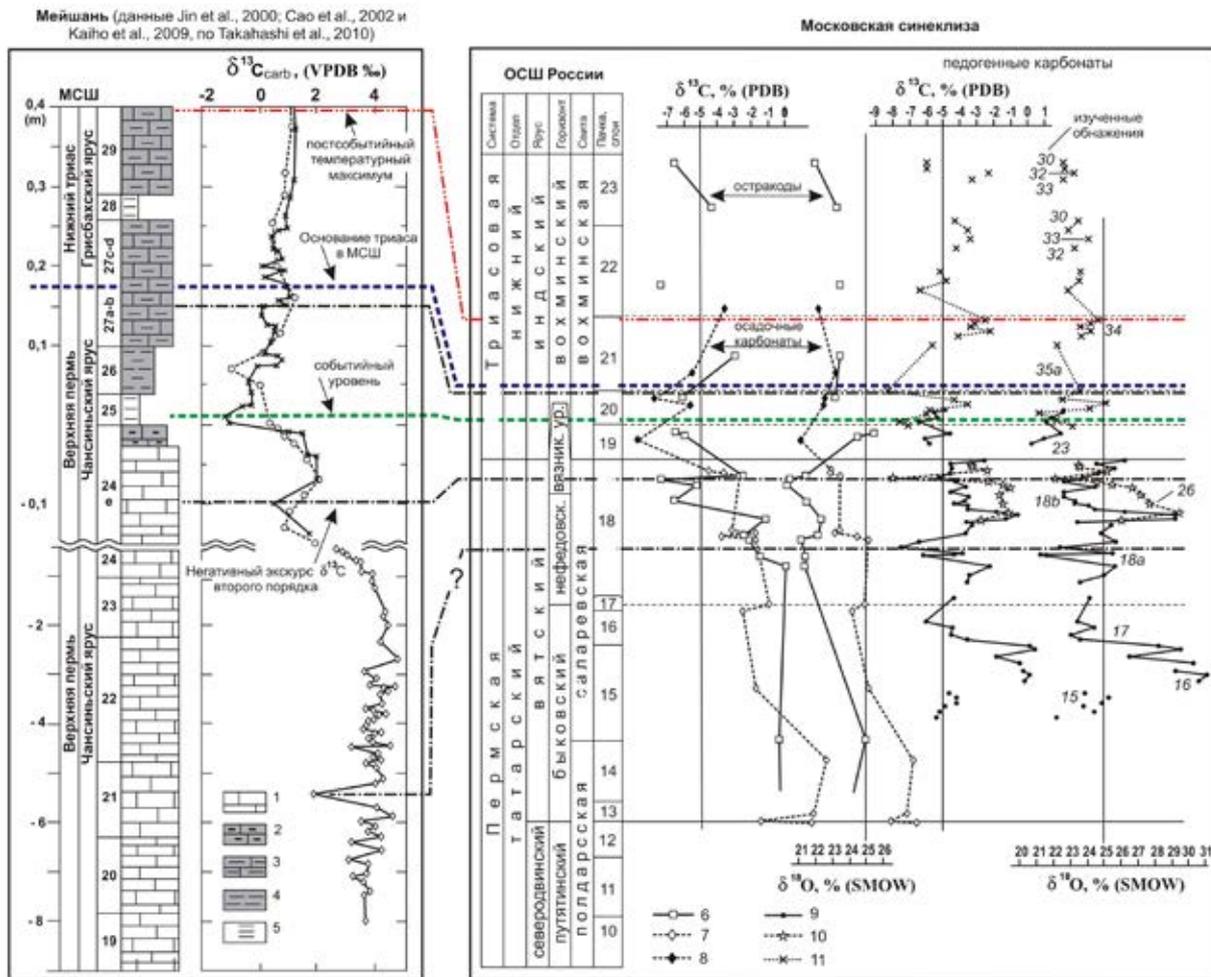
Для выяснения палеоэкологической обстановки северо-востока европейской части России на рубеже перми и триаса и уточнения границы между этими системами был изучен изотопный состав углерода и кислорода осадочных, биогенных и почвенных карбонатов, отобранных на обширной территории Московской синеклизы (МС) от бассейна р. Вятки на востоке до Верхнего Поволжья на западе.

Изученные отложения расчленены на ужумский, северодвинский, вятский ярусы пермской системы и индский и оленекский ярусы триаса Общей Стратиграфической шкалы (ОСШ) России (Верхнепермские..., 1984; Лозовский, 2013) (рисунок). Результаты анализов позволяют сделать следующие выводы.

1. Карбонаты пермского возраста в целом характеризуются более тяжелым изотопным составом углерода и кислорода по сравнению с триасовыми. Это отчетливо проявлено в карбонатах осадочного (озерного?) генезиса и в педогенных карбонатах. Наиболее высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (2...4 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (31...34 ‰), характерные как для соленых или солоноватоводных озер (Leng, Marshal, 2004), так и для мелководных эвапоритовых бассейнов, в частности среднепермских бассейнов Предуралья (Кулешов, Седаева, 2009), установлены в осадочных карбонатах уржумского яруса и нижнесеверодвинского подъяруса. Полученные данные хорошо согласуются с представлениями о существовании в конце перми в северном плушарии Пангеи полу- и аридного климата. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в нижнесеверодвинских почвенных карбонатах (от -9...-8 ‰ до -1...1 и от 20...21 до 31...32 ‰, соответственно) в целом также свидетельствуют о формировании в условиях засушливого климата. В аридных обстановках высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ типичны для карбонатов верхних частей почвенных профилей и отражают периоды преобладания процессов испарения над увлажнением (Quade et al., 2007).

2. В вятском ярусе указаний на существование остаточных эвапоритовых бассейнов не выявлено. Осадочные карбонаты представлены пресноводными озерными. Однако общий климатический фон реконструируется в это время засушливым, аналогичным биармийской эпохе и северодвинскому веку. В вятское время также образуются почвенные карбонаты с высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (быковский, нефедовский горизонты и, возможно, вязниковский уровень).

3. При переходе к триасовой системе выявлено несколько негативных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$. Это наиболее отчетливо отразилось в облегчении изотопного состава углерода и кислорода почвенных и аллювиальных осадочных карбонатов из недубровских и асташихинских слоев вохминской свиты (пачки 19 и 20 в стратиграфической колонке рисунке). Поскольку похолодание вызывает облегчение изотопного состава континентальных вод и, соответственно, почвенных карбонатов (Fricke, O'Neil, 1999), изотопные данные могут свидетельствовать о похолодании в самом начале индского века ОСШ. Имеющиеся палеофлористические данные также допускают кратковременное похолодание на рубеже перми и триаса ОСШ (Красилов, 2001). В вышележащих недубровских, асташихинских и рябинских слоях (пачка 21) вохминской свиты фиксируется устойчивое утяжеление изотопного состава кислорода, указывающее на



Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатном веществе пограничных пермотриасовых отложений Московской синеклизы и корреляция пограничных разрезов перми и триаса Московской синеклизы со стратотипическим разрезом Мейшань.

Условные обозначения: 1 — белый известняк, 2 — темноцветный известняк с черными обломками, 3 — темноцветный мергель, 4 — темноцветный аргиллит, 5 — глина (пепловый горизонт). Изотопные данные: 6 — остракоды, 7 — озерные карбонаты, 8 — маломощные мергели из аллювиальных отложений; педогенные карбонаты: 9 — бассейны рек Сухоны, Юга, Лузы, Сев. Двины, 10 — разрез в устье р. Лузы, 11 — бассейны рек Ветлуги и Унжи.

Местные стратоны Московской синеклизы (указаны цифрами в стратиграфической колонке): 10 — исадская пачка, 11 — пуртовинская пачка, 12 — кичугская пачка, 13 — каликинская пачка, 14 — ерогодская пачка, 15 — ровдинская пачка, 16 — саларевская пачка, 17 — нижнефедосовская пачка, 18 — комарицкая пачка, 19 — недубровские слои, 20 — асташихинские слои, 21 — рябинские слои, 22 — сарафаниховские слои краснобаковской подсвиты, 23 — анисимовские слои краснобаковской подсвиты.

Изученные обнажения: 15 — Красавино-Климово-Саларево, р. Сухона; 16 — В. Федосово, р. Сухона; 17 — Яйково, р. Сухона; 18а — Аристово-Кузино, р. М. Сев. Двина; 18б — В. Кузино-Балебиха, р. М. Сев. Двина; 23 — Недуброво, бассейн р. Юг; 26 — устье р. Лузы; 30 — Спасское на р. Ветлуге; 32 — Анисимово, р. Ветлуга; 33 — Андреево, р. Ветлуга; 34 — Афанасиха и Сарафаниха, р. Ветлуга; 35а — Асташиха-Русениха, р. Ветлуга

потепление. Его максимум отмечен в конце рябинского эпизода и согласуется с появлением большого количества палыгорскита.

4. Данные позволяют сопоставить недубровские и асташихинские слои с пермской частью разреза Международной стратиграфической шкалы (МСШ). Отчетливый отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ выявлен по педогенным и аллювиальным карбонатам примерно на одном уровне в переходной области от недубровских к асташихинским слоям. Он соответствует негативному экскурсу в пепловом слое 25 стратотипического разреза границы перми и триаса Мейшань на юго-востоке Китая (Takahashi et al., 2010). В недубровских слоях также установлено присутствие основного пеплового материала (Лозовский, 2013). По остракодам уровень негативного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ проходит ниже. Но поскольку раковины остракод не формируются в изотопном равновесии

в системе карбонат-вода вследствие своеобразного «жизненного эффекта» (Leng, Marshall, 2004), эти данные можно рассматривать как экскурс второго порядка. В верхней части асташихинских слоев выявлен дополнительный негативный экскурс второго порядка, который коррелирует с экскурсом в слое 27a-b разреза Мейшань. Температурный оптимум в постсобытийной части хорошо согласуется с максимумом потепления в кровле зоны *Isarciella isarcica* (Sun et al., 2012), соответствующей слою 29 в Мейшане (Hongfu et al., 2001). Согласно полученным данным граница перми и триаса МСШ, занимающая промежуточное положение между событийным уровнем и температурным оптимумом, близка к пограничному интервалу между асташихинскими и рябинскими слоями ОСШ России. На этом уровне она также предполагается по палеонтологическим данным (Лозовский, 2013).

5. В вышележащей части индского яруса значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в пределах 22–25 ‰. Резких экскурсов величин $\delta^{18}\text{O}$ не наблюдается, что может свидетельствовать об отсутствии условий с преобладающими долговременными процессами испарения (эвапоритизации) над выпадением осадков. В оленекском ярусе вариации $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в пределах 19–28 ‰. Наиболее значительный положительный экскурс выявлен в федоровском и гамском горизонтах, что может указывать на значительную климатическую перестройку в конце раннего триаса.

6. Полученные данные подтверждают присутствие отрицательной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ в пепловом горизонте вблизи пермо-триасовой границы. При этом недубровские отложения с пепловым материалом отличаются самым низким значением $\delta^{18}\text{O}$ в пограничном интервале, то есть наиболее низкими палеотемпературными значениями. Полученные данные свидетельствуют о том, что пик позднепермского вымирания был сопряжен с похолоданием. Глобальное потепление, установленное на границе перми и триаса, фиксируется только после событийного уровня.

Гидрохимические исследования и балансовые расчеты показывают, что покровные базальты поглощают из атмосферы в результате химического выветривания значительно больше углекислоты, чем привносят ее в атмосферу с вулканическими эманациями и, следовательно, могут быть причиной глобального похолодания, а не потепления (Dessert et al., 2001; Godderis et al., 2003). Поэтому излияние сибирских траппов может рассматриваться как причина глобального похолодания, а не потепления. С другой стороны химическое выветривание траппов, видимо, сопровождалось выносом в океан большого количества необходимых для жизнедеятельности химических элементов. Отсюда можно предполагать, что трапповый магматизм в конечном итоге способствовал выходу морской биоты из затянувшегося кризиса, первые проявления которого отмечены еще в кептенском ярусе на уровне северодвинских отложений ОСШ России (Payne, Clapham, 2012).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 11-05-00584-а.

Литература

- Верхнепермские и нижнетриасовые отложения Московской синеклизы. М.: Недра, 1984. 140 с.
- Красилов В.А. Модель биосферных кризисов // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Издание Палеонтологического института РАН, 2001. Вып. 4. С. 9–16.
- Кулешов В.Н., Седаева К.М. Геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и условия образования верхнеказанских карбонатных отложений Волго-Вятского междуречья // Литология и полезн. ископаемые. 2009. № 5. С. 508–526.
- Лозовский В.Р. Пермо-триасовый кризис и его возможная причина // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2013. Т. 88. Вып. 1. С. 49–58.
- Dessert C., Dupre B., Francois L.M. et al. Erosion of Deccan Traps determined by river geochemistry: impact on the global climate and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of seawater // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 188. P. 459–474.
- Fricke H.C., O'Neil J.R. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geological time // Earth and Planet. Sci. Letters. 1999. V. 170. № 1. P. 181–196.
- Godderis Y., Donnadieu Y., Nedelec A. et al. The Sturtian “snowball” glaciation: fire and ice // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 211. P. 1–12.
- Hongfu Y., Kexin Z., Jinnan T. et al. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic Boundary // Episodes. 2001. V. 24. № 2. P. 102–114.

Leng M.J., Marshall J.D. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 811–831.

Payne J.L., Clapham M.E. End-Permian Mass Extinction in the Oceans: An Ancient analog for the Twenty-First Century? // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2012. V. 40. P. 89–111.

Quade J., Rech J.A., Latorre C.H., Betancourt J.L., Gleeson E., Kalin M.T.K. Soils at hyperarid margin: the isotopic composition of soil carbonate from the Atacama Desert // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. P. 3772–3995.

Shen S.-Z., Crowley J.L., Wang Y., Bowring S.A., Erwin D.H. et al. Calibrating the end-Permian mass extinction // *Science*. 2011. V. 334. P. 1367–72.

Sun Y., Joachimski M.M., Wignall P.B., Yan Ch., Chen Y., Jiang H. et al. Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse // *Science*. 2012. V. 338. P. 366–370.

Takahashi S., Kaiho K., Oba M., Kakegawa T. A smooth negative shift of organic carbon isotope ratios at an end-Permian mass extinction horizon in central pelagic Panthalassa // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 292. P. 532–539.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БОБРИКОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕРЕЗОВСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (БЛИЖНЕЕ САРАТОВСКОЕ ЗАВОЛЖЬЕ)

С.В. Астаркин¹, О.П. Гончаренко¹, В.Б. Щеглов², Ю.А. Писаренко², А.Н. Зотов³

¹Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, Саратов,
sv.astarkin@rambler.ru; Goncharenkoop@mail.ru

²Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики, Саратов,
pisarenko@nvniigg.san.ru

³ООО «ЛукБелОйл», Саратов, a.zotov@lukbeloil.com

В пределах исследуемой территории бобриковский горизонт имеет повсеместное распространение и представлен переслаиванием пластов песчаников, алевролитов, аргиллитов и переходными между ними разностями. Несмотря на низкую степень разбуренности территории, выявлено неоднородное строение горизонта как по разрезу, так и по площади. В основу палеогеографических реконструкций положены результаты макрофациального, терригенно-минералогического и гранулометрического анализов керн скважин 1, 1-бис, 2 Западно-Березовской, 1, 2 Березовской и 1 Восточно-Березовской.

Выделено три цикла осадконакопления, границы между которыми определялись по имеющемуся керновому материалу и геофизическим данным. В качестве маркеров были выбраны поверхности перерывов, уровни, связанные с прослоями углей, а также с резкой сменой глинистых отложений на песчаные породы.

Отложения первого цикла в пределах исследуемой территории имеют повсеместное распространение, но различную стратиграфическую полноту. Наиболее полное распространение они получили в пределах центрального участка территории (скв. 1, 2 Западно-Березовские, 1, 2 Березовские). Первый цикл представлен пластом песчаников мощностью от 0,35 м (скв. 1 Западно-Березовская) до 2,8 м (скв. 1 Березовская), расположенном между двумя пластами глинистых пород мощностью от 0,6 до 1,4 м.

Керномохарактеризована верхняя часть песчаного пласта и залегающего над ним глинистого (скв. 2 Западно-Березовская). Здесь на закарстованной поверхности кизеловско-черепетских отложений, сложенных окремненными известняками, залегает слой песчаников мелкозернистых (42,1–88,2 %), местами алевролитистых (6,5–12,1 %) и алевролитовых (28,7–40,6 %), с достаточно большим содержанием среднезернистой фракции (3,6–38,7 %), содержание которой закономерно уменьшается к кровле слоя. Анализ рассчитанных гранулометрических коэффициентов и построенных динамогенетических диаграмм указывает на то, что бобриковский горизонт представлен песчаниками с хорошей и довольно хорошей сортированностью обломочного материала ($S_o=1,11-1,74$), дифференциальные кривые преимущественно одно- и бимодальные, крутовершинные ($\tau=3,74-9,28$) с сильной асимметрией в сторону мелких фракций ($\alpha=0,98-3,79$).

Средне-мелкозернистые песчаники с горизонтальной и пологонаклонной слоистостью содержат редкие вертикальные ходы *Skolithos*. Наличие ихнофоссилий, входящих в состав одноименной ихнофагии, характеризующей активные гидродинамические обстановки накопления песчаного субстрата (нижний пляж, бар), с учетом перечисленных структурно-текстурных признаков позволяет отнести данный пласт к отложениям прибрежно-морского мелководья.

Перекрываются песчаники неравномерным переслаиванием темно-серых часто глинистых алевролитов, глинисто-алевролитовых пород и алевритистых аргиллитов. Аргиллиты неравномерно слюдистые с включениями относительно крупных углефицированных остатков.

Результаты проведенного анализа указывают, что в остальных исследованных скважинах отложения данного цикла либо отсутствуют (юго-западная часть территории), либо представлены только его верхней, преимущественно глинистой частью.

Подошва фациального комплекса отложений второго цикла отбивается в кровле глинистых пород нижнего цикла, а кровля с некоторой долей условности проводится в кровле регионального прослеживаемой пачки глинистого состава, содержащей в средней части маломощные прослои углей. Приуроченность прослоев углей к одному стратиграфическому уровню позволяет рассматривать их в качестве своеобразного маркера. Однако, следует подчеркнуть, что уверенное выделение данного маркера возможно только в скважинах Березовской, Западно-Березовской и Восточно-Березовской площадей, где их наличие зафиксировано в керне.

В составе второго цикла выделяются отложения песчаных распределительных потоков (дельтовых рукавов), песчаных отмелей (заливов) и лагун.

Отложения песчаных распределительных потоков зафиксированы по керну в скв. 1, 2 Берёзовских и нижних частях разрезов 1, 2 Западно-Берёзовских. Интервалы разреза, в которых они развиты, характеризуются низкими по всей толщине пласта значениями кривых ГК и ПС и резкой нижней границей. Песчаники, слагающие пласты, светло-серые, кварцевые, мелкозернистые (содержание мелкозернистой фракции от 52,4 % до 91,4 %), отмечается появление крупнозернистой фракции в нижней части интервала (1,7 %). Присутствует алевритовая фракция (5,1–43,9 %). Песчаники бобриковского горизонта характеризуются хорошей сортированностью ($S_o=0,17-0,98$), имеют одновершинные дифференциальные кривые с положительной асимметрией ($\alpha=1,79-4,08$) и сильно положительным эксцессом ($\tau=5,03-9,75$). Прослои с мелко-среднезернистой структурой, содержащие примесь крупнозернистой фракции, приурочены к нижней части пласта (скв. 1, 2 Западно-Берёзовская, скв. 1 Берёзовская). Мелкозернистые разности с переменным содержанием среднезернистой и алевритовой фракций чаще встречаются в его верхней части. Обломочный материал пород хорошо отсортирован с преобладанием окатанных и полуокатанных зерен кварца. Внутреннее строение пласта в текстурном отношении неоднородно и характеризуется неравномерным чередованием горизонтально-, пологонаклоннослоистых (от 3 до 7°) и однонаправленных косослоистых серий с углом наклона от 10–15 до 20–30°.

В восточной части исследуемой территории (скв. 1 Восточно-Березовская) разрез второго цикла представлен комплексом отложений мелководной лагуны и прибрежной отмели, сменяющих друг друга вверх по разрезу. В нижней части цикла залегает пачка мощностью 3,8 м, сложенная неравномерным тонким переслаиванием темно-серых часто глинистых алевролитов, глинисто-алевролитовых пород и алевритистых аргиллитов, содержащих редкие тонкие прослои светло-серых алевролитов. Высокая глинистость, преимущественно горизонтальная слоистость отложений, наличие ихнофоссилий, свойственных морской ихнофагии *Cruziana*, указывают на формирование осадков в обстановках, отвечающих сублиторальной зоне, либо тиховодным, относительно мелководным лагунам. В верхней части наблюдается постепенное увеличение прослоев алевролитов, сменяющихся накоплением песчаников. Песчаники, слагающие данный пласт, кварцевые мелкозернистые (51,2–87,9 %), с достаточно высоким, а в некоторых случаях высоким, содержанием крупноалевролитовой (3,6–41,7 %) и среднезернистой фракций (2,7–13,9), горизонтально- и пологонаклоннослоистые (до 5–7°). Построенные дифференциальные и кумулятивные кривые, а также рассчитанные коэффициенты указывают, что песчаники имеют хорошую сортированность ($S_o=1,13-1,27$), характеризуются крутовершинными мономодальными кривыми распределения гранулометрических фракций

($\tau=3,07-23,98$) с асимметрией в сторону мелкозернистых фракций ($\alpha=0,93-4,3$). Породы сложены преимущественно окатанными и полуокатанными зёрнами кварца, единично полевых шпатов (иногда 1–2 %), обломками кремнистых пород (до 1–2 %) и чешуйками слюд (0,5–1 %). Для песчаных пород характерно присутствие аутигенного глауконита в виде зёрен неправильной или округлой формы. Присутствие глауконита, а также широкое развитие в кровле песчаного пласта ризоидов и представителей ихнофоссилий ихнофагии *Skolithos* (*Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*) указывают на крайне мелководные условия накопления песчаников данного пласта в условиях морской отмели.

Повсеместно в пределах исследуемой территории песчаные и песчано-алевролитовые породы данного цикла перекрыты неоднородной по строению пачкой преимущественно глинистого состава с отчетливо выраженной ритмичностью, обусловленной чередованием участков, сложенных преимущественно аргиллитами, либо частым переслаиванием алевролитов, в различной степени глинистых, аргиллитов и алеврито-глинистых пород с редкими прослоями мелкозернистых алевритистых песчаников. В нижней, существенно глинистой половине пачки в разрезах, охарактеризованных керном, отмечаются прослои углей мощностью от первых см до 28 см.

Состав и структурно-текстурные особенности отложений, повышенная глинистость и слюдистость слагающих их глинистых и обломочных пород, наличие прослоев углей позволяют отнести рассматриваемый интервал разреза (второй цикл) к отложениям заболоченной аккумулятивной прибрежной равнины, либо изолированной лагуны.

Третий цикл менее мощный и содержит 1–2 прослоя песчаников толщиной от 1 до 3,2 м. Более выдержанным является верхний пласт, который только в юго-восточной части исследуемой территории замещается на глинистые песчаники и алевролиты.

Нижний пласт данного цикла отличается значительной литологической неоднородностью. Песчаными породами он сложен в скв. 1 Восточно-Березовской, скв. 1 Березовской, где его мощность составляет 1–1,6 м. В остальных скважинах Березовской и Западно-Березовской площадей нижний пласт выделяется не всегда уверенно, поскольку представлен переслаиванием алевролитов и алеврито-глинистых пород. Линзовидный характер развития песчаников, доминирование в составе мелких и тонких фракций обломочного кварца, значительная роль в составе пласта глинистых разностей, смешанный сколитово-крузиановый комплекс ихнофоссилий, преобладание мелкой горизонтальной слоистости свидетельствуют о накоплении рассматриваемого пласта в условиях умеренной и пассивной гидродинамики, свойственной обстановкам затишных лагун с крайним дефицитом поступления обломочного материала.

В иной обстановке шло накопление нижнего пласта в районе скв. 1 Восточно-Берёзовской. Здесь он сложен мелкозернистыми хорошо отсортированными кварцевыми песчаниками с мелкой субгоризонтальной и пологонаклонной слоистостью, переходящей в верхней части пласта в косую. Песчаники характеризуются высоким содержанием хорошо окатанных обломков, примесью среднезернистой фракции, что указывает на относительно высокую гидродинамику среды осадконакопления, отвечающей прибрежно-морским обстановкам.

Верхний песчаный пласт третьего цикла, залегающий на маломощном прослое прибрежных осадков (светло-серые биотурбированные алевролиты и темно-серые аргиллиты, содержащие слои глинисто-углисто-го состава с большим содержанием бесцветной слюды), представлен песчаниками мелкозернистыми (72,7–94,1 %) с содержанием среднезернистой и алевритовой фракций до 6,9 % и 20,5 %, соответственно. При этом необходимо отметить закономерное увеличение алевритовой фракции к кровле пласта. На основе полученных гранулометрических данных были построены эмпирические полигоны распределения и кумулятивные кривые, а также рассчитаны гранулометрические коэффициенты. Анализ указанных данных свидетельствует о хорошей и довольно хорошей сортированности песчаников ($S_o=1,13-1,30$), кривые дифференциального распределения одновершинны и имеют смещение от логнормального распределения вправо. Значения асимметрии положительны $\alpha=1,4-3,04$, эксцесса — от 5,11 до 7,83, в некоторых случаях достигая 14,81. Песчаники имеют горизонтально-, пологонаклонно-, мелковолнистослоистую текстуру и неравномерно биотурбированы (*Skolithos*, *Planolites*, *Teichichnus*).

По данным гранулометрического анализа, формирование пласта происходило в прибрежно-морских обстановках активного волнового воздействия при участии течений, в том числе и приливного характера. Не противоречат этому и литологические признаки пород — наличие пологоволнистой слоистости, преобладание окатанного и отсортированного кварца, наличие примеси углефицированного растительного детрита, ихнофоссилий ихнофагии *Skolithos*.

В результате проведенных исследований установлено, что терригенные отложения бобриковского горизонта имеют полифациальный характер строения и их формирование происходило в переходной от суши к морю зоне с преобладанием прибрежно-морских обстановок осадконакопления. Коллекторы часто имеют весьма прихотливое распределение и нередко образуют литологически ограниченные залежи, что снижает результативность разведочного бурения. Формирование бобриковских отложений связано с кратковременными, часто меняющимися трансгрессивно-регрессивными движениями, затопление происходило циклично (пульсационно), в результате этого на денудированной поверхности фаменско-турнейской карбонатной платформы накапливались прибрежно-морские терригенные отложения.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЧУКОТСКОМ МОРЕ

А.С. Астахов, А.Н. Колесник, И.С. Олейников

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток,
astakhov@poi.dvo.ru*

Реконструкция геодинамических условий бассейна осадконакопления является обычной задачей формационного анализа осадочных толщ. Для более коротких временных отрезков и на меньшем пространстве в рамках фациального анализа такая реконструкция не выполняется из-за недостаточного теоретического обоснования. В последние десятилетия появились разработки, позволяющие реконструировать некоторые косвенные признаки геодинамических процессов уже на уровне осадочно-рудно-породных ассоциаций, например, флюидный седиментогенез (Беленицкая, 2008; Юдович, Кетрис, 2011). Широко обсуждается взаимосвязь тектонических процессов с возникновением относительно коротких событий океанской аноксии, сопровождающихся накоплением обогащенных органикой отложений (черносланцевых толщ) (Larson, Erba 1999; Jones, Jenkyns, 2001).

Развитие этих идей требует более широкого привлечения данных по современному седиментогенезу. Влияние геодинамических условий на вещественный состав современных осадков может проявляться опосредованно через морфоструктурный контроль, когда рельеф дна и конфигурация береговой линии формируются неотектоническими процессами, и активную флюидодинамику, когда холодные и термальные водно-газовые источники существенно изменяют физико-химические условия придонных и иловых вод. Для проведения таких исследований выбрано Чукотское море (рис. 1), в пределах которого в последние годы выявлены активные геологические структуры. Значительная часть его относится к зоне современного растяжения земной коры (рис. 1) (Леви и др., 2009). Следствием этого является позднекайнозойская активизация грабен-рифтовой системы субмеридиональных и субширотных рифтогенных структур (рис. 1), сформированных в мезозое – раннем кайнозое (Шипилов и др., 1989; Поляк и др., 2010). Среди неотектонических структур этой системы наиболее известен «Чукотский грабен» (Шипилов и др., 1989; Геология..., 2002), протягивающийся от Восточной Чукотки на юге через желоб Геральда до, по крайней мере, бровки шельфа Чукотского моря на севере. В изученной сухопутной части его на Восточной Чукотке известны позднекайнозойские вулканы и многочисленные гидротермальные источники с температурой изливающихся вод до 97°C (Поляк и др., 2010). Анализ фокальных механизмов сильнейших землетрясений и сейсмостектонических дислокаций позволил выделить здесь современную рифтовую зону (Fujita et al., 2002). В пределах Чукотского моря современная активизация грабен-рифтовой системы



Рис. 1. Местоположение района работ и грабен-рифтовая система Чукотского моря в области взаимодействия Арктической и Тихоокеанской переходных зон (Шипилов и др., 1989)

1 — области с континентальной и субконтинентальной (а) и океанической и субокеанической (б) корой; 2 — континентальная флексура; 3 — крупнейшие пояса разломов сдвига-раздвиговой природы; 4 — раздвиговые структуры (а — Чукотско-Берингоморская и Аляскинская системы грабен-рифтов, б — рифтогенная зона залива Аляска); 5 — области непосредственного взаимодействия (сдвига-отрыва) переходных зон; 6 — районы кайнозойского вулканизма вне пределов островодужных систем (Поляк и др., 2010); 7 — зона современного растяжения земной коры (Леви и др., 2009); 8 — район исследований; 9 — кайнозойские рифтогенные бассейны Канадской котловины (Хаин и др., 2009): 1 — Чарли, 2 — Нортвинд

проявлена в сейсмичности акватории вблизи восточной Чукотки, наличии газовых аномалий в придонных водах, а также рельефе дна, полностью отражающем положение основных отрицательных неотектонических структур. По геофизическим данным, в составе осадочного чехла прогибов предполагается наличие вулканогенных образований (Шипилов и др., 1989), а на сейсмоакустических профилях в пределах банки Геральда фиксируются разрывные нарушения субмеридионального простирания, нарушающие новейший чехол. На севере грабен-рифтовая система Чукотского моря переходит в кайнозойские рифтогенные бассейны Чарли и Нортвинд Канадской котловины (рис. 1).

Были обобщены результаты изучения химического состава донных осадков Чукотского моря (Feder et al., 1994; Viscosi-Shirley et al., 2003; Астахов и др., 2010б, 2013а, 2013б) и проведен их анализ с использованием методов многокомпонентной статистики (корреляционный, Q- и R-факторный, кластерный анализы) в пакете программ STATISTICA 8.0.

В распределении биогенных компонент донных осадков Чукотского моря проявляется низкая карбонатность, общая для всех арктических морей, но высокое содержание биогенного кремнезема, более характерное для Берингова моря. Очень специфично распределение органического углерода — отчетливо выделяется зона повышенных содержаний в южной и западной частях моря, которая может быть околонурирована изолинией 2 % $C_{орг}$ (рис. 2). В южной части моря органический углерод очень хорошо коррелирует с аморфным кремнеземом (Астахов и др., 2010б, 2013б), что, равно как и относительно тяжелый изотопный состав (Grebmeier et al., 2006), свидетельствует о поступлении его в осадки совместно с остатками диатомовых водорослей. По последнему показателю в северной части моря также можно предполагать планктонное или микробальное происхождение органического вещества (Астахов и др., 2013б), хотя в Восточно-

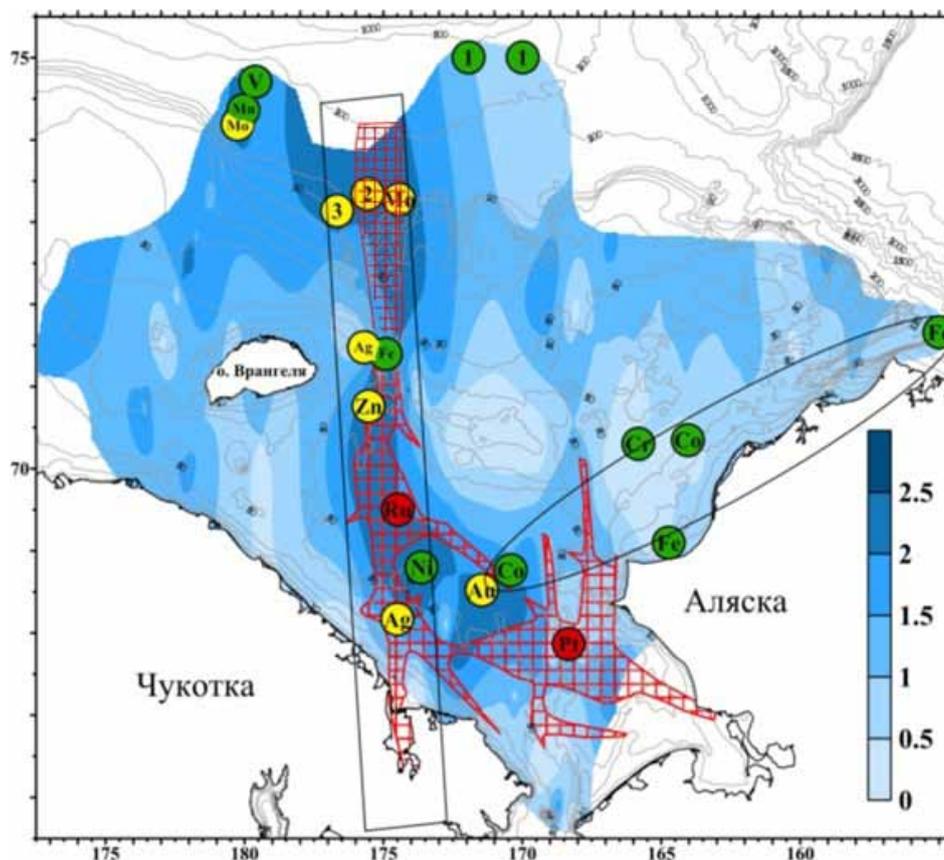


Рис. 2. Содержание органического углерода (%) в донных осадках Чукотского моря и местоположение проб с аномальными содержаниями металлов: сидерофилов — зеленые кружки (в том числе 1 — Mn, Co, Ni, Hg); халькофилов — желтые кружки (в том числе 2 — Cd, Hg; 3 — Cd, Mo); платиноидов — красные кружки. Красной штриховкой показаны основные структуры мезозойско-кайнозойской грабен-рифтовой системы в южной части Чукотского моря (Шипилов и др., 1989); овал — зона Барроу; прямоугольник — Чукотский грабен

Сибирском море возможна значительная примесь терригенного древнего ОВ.

По результатам R-факторного анализа для нормированных по алюминию содержаний химических элементов выделяются три полиэлементные ассоциации (рис. 3Б). Ассоциация I (Si-La-Ba-Y-Zr-Ti-Yb) обусловлена вариациями состава терригенного материала осадков, ассоциация II (Ca-Mg-Sr-Pb) определяется присутствием в осадке биогенных карбонатов. Ассоциация III, включающая железо, марганец и ряд микроэлементов, определяется наличием в осадках минералов (окислы или сульфиды) железа и марганца, которые накапливают определенные микроэлементы. Наиболее тесные корреляционные связи в этой ассоциации характерны для ванадия и элементов сульфидофилов V-Zn-Mo. Железо и марганец коррелируют с ними, между собой и с органическим углеродом значительно хуже. Органический углерод ($C_{\text{орг}}/Al$) не входит ни в одну из указанных ассоциаций, так как имеет значимые положительные корреляционные связи как с элементами ассоциации II, так и с элементами ассоциации III (рис. 3Б). Для элементов биогенных карбонатов (в данном случае Ca, Mg, Sr, Pb) корреляция с органическим углеродом вполне очевидна, так как все они поступают в осадки совместно в составе биогенных остатков планктонных организмов; корреляция $C_{\text{орг}}$ с элементами ассоциации III (V, Mo, Zn, Cr, Hg) объясняется тем, что органическое вещество, наряду с гидроксидами и сульфидами железа и марганца, является компонентом-концентратором этих металлов. Совместное накопление этих металлов и органического вещества весьма типично для эвксинных (сероводородных) обстановок (Юдович, Кетрис, 1988).

Результаты Q-факторного и Q-кластерного анализов показывают, что основные различия в макроэлементном составе осадков определяются соотношением в них обломочных и глинистых

минералов, что в первом приближении отражает гранулометрический состав осадков. На диаграмме в пространстве первых двух Q-факторов (рис. 3А) пробы кластеров 5, 7, 10–12 образуют фигуру, почти точно очерчивающую теоретическую параболу, соответствующую 100 % суммы факторных нагрузок 1 и 2 факторов, т.е. ограничивают условия, при которых химический состав осадков определяется только терригенным и биогенным кремнистым веществом, в различной степени дифференцированным по гранулометрическому составу. Помимо кластеров исключительно терригенных и биогенно-терригенных осадков выделяются кластеры со значительной примесью хемогенного материала (рис. 3А). Местоположение этих проб показано на рис. 2. В большинстве случаев специфический химический состав этих осадков определяется влиянием термальных (кластеры 2, 3) или холодных водно-газовых источников (кластеры 4, 9).

Признаком существования локальных участков со специфическими гидрохимическими условиями, в том числе определяемых эндогенной активностью, может быть наличие аномальных содержаний элементов (особенно микроэлементов) ассоциации III (рис. 3Б), накопление которых в тонкозернистых осадках обычно связано с осаждением из морских или иловых вод. Для выделения аномалий использовалась величина экстремальных аномальных содержаний, превышающая граничное значение, равное среднему содержанию элемента плюс тройная величина среднеквадратичного отклонения (Юдович, Кетрис, 1988). На рис. 2 показано положение станций с аномальными содержаниями в осадках металлов полиэлементной ассоциации III и некоторых благородных элементов. Из последних аномальные содержания образуют серебро, рутений, золото и платина, распределение которых было изучено только в южной части Чукотского моря (Астахов и др., 2010а). Как следует из рис. 2, пробы с аномальными концентрациями металлов ассоциации III и кластеров осадков с существенной примесью хемогенного материала локализируются в пределах Чукотского грабена и некоторых других структур грабен-рифтовой системы, где они ассоциируют с высокими содержаниями органического углерода, и в самой северной части изученного района, где распространены окисленные осадки и предполагается продолжение на материковый склон и шельф кайнозойских рифтогенных структур Чарли и Нортвинд.

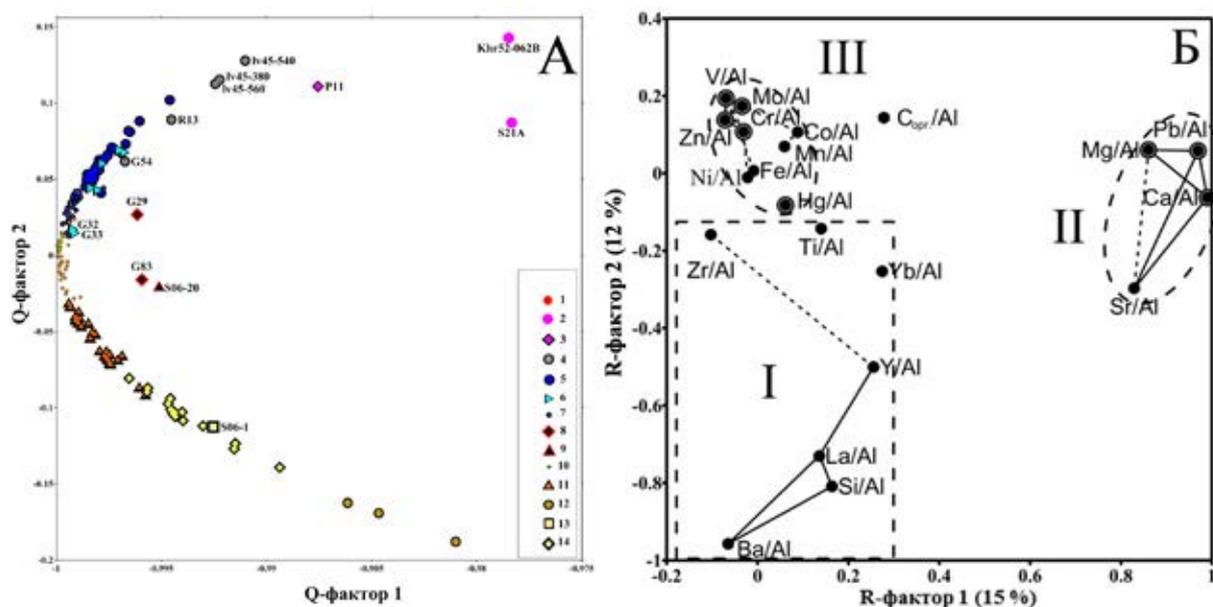


Рис. 3. Результаты статистической обработки химического состава проб донных осадков Чукотского моря: А — диаграмма в пространстве 1 и 2 Q-факторов, 1–14 — точки проб, относящихся к различным кластерам; Б — диаграмма в пространстве 1 и 2 R-факторов; кружками выделены элементы, имеющие значимую положительную корреляцию с содержанием органического углерода (C_{org}/Al); линии — наиболее значимые корреляционные связи (сплошная — $>0,7$, штриховая — $0,6–0,7$); I–III — полиэлементные ассоциации

Проведенные исследования показали, что интенсивное накопление органического вещества и металлов на отдельных участках Чукотского моря определяется сочетанием ряда факторов:

1. Проникновение через Берингов пролив относительно теплых и богатых биогенными веществами тихоокеанских вод, которые уменьшают ледовитость акватории и стимулируют первичную продуктивность с накоплением в осадках биогенов и некоторых металлов ($C_{орг}$, $SiO_{2аморф}$, P, Ca, Mg, Sr, Pb).

2. Наличие долин и изолированных впадин на шельфе, где накапливаются тонкозернистые осадки, обогащенные, по сравнению с более грубозернистыми отложениями окружающих участков, биогенными остатками и многими металлами.

3. Отсутствие интенсивного поступления терригенного материала и растворение биогенных карбонатов, что определяет невысокую скорость осадконакопления.

4. Широкое развитие сезонных обстановок с дефицитом кислорода, что определяет общее обогащение осадков элементами группы железа (Fe, V) и сульффилами (Ag, Mo, Zn, Cd).

5. Наличие газовых и водно-газовых холодных и термальных эндогенных источников в пределах активных структур грабен-рифтовой системы, что определяет:

- увеличение продуктивности планктонных и бентосных, включая микробиальные, сообществ за счет поставки эндогенными источниками элементов, участвующих в биохимических процессах (углерод/метан, P, Si, Fe), и ускоренное накопление углерода и биогенных остатков в донных осадках;

- усиление аноксидности и, возможно, сероводородное заражение придонных и иловых вод на локальных участках вблизи эндогенных источников с формированием аномальных содержаний в осадках элементов, характерных для этих условий, в том числе на стадии раннего диагенеза (Mo, Zn, V, Ni и, вероятно, Ag, Ru);

- поставка гидротермальными источниками металлов или изменение ими физико-химических условий придонных и иловых вод до благоприятных для накопления в осадках ряда элементов (Fe, Mn, Au, Pt, Hg).

Учитывая, что наличие долин и изолированных впадин на шельфе, так же как флюодинамическая активность, являются следствием тектонической активизации грабен-рифтовой системы в кайнозой, что, в свою очередь, определяет возможность формирования аноксидных и эксинных обстановок, роль геодинамических условий становится определяющей в формировании в Чукотском море тонкозернистых осадков, обогащенных органическим углеродом, благородными металлами (Ag, Au, Pt, Ru) и металлами ассоциации III (Mo, V, Ni, Cr, Co, Fe).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-91167-ГФЕН_а) и ДВО РАН (грант 12-II-CO-07-021).

Литература

Астахов А.С., Ван Рудзян, Крэйи К., Иванов М.В., Гао Айгуо. Литохимическая типизация обстановок полярного осадконакопления (Чукотское море) методами многокомпонентного статистического анализа // Геохимия. 2013а. Т. 51, № 4. С. 303–325.

Астахов А. С., Горячев Н.А., Михалицына Т. И. Об условиях формирования обогащенных золотом горизонтов рудовмещающих черносланцевых толщ (на примере пермских и современных морских отложений северо-востока Азии) // ДАН. 2010а. Т. 430, № 2. С. 212–217.

Астахов А.С., Колесов Г.М., Дударев О.В., Иванов М.В., Колесник А.Н. Благородные металлы в донных осадках Чукотского моря // Геохимия. 2010б. № 12. С. 1289–1301.

Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геология и геофизика. 2013б. Т. 54, № 9. С. 1056–1070.

Беленицкая Г.А. Типы седиментогенеза: расширенный вариант классификации // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 29–49.

Геология и полезные ископаемые шельфов России (атлас). Ред. М.Н. Алексеев. М.: ГЕОС, 2002.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.

Левин К.Г., Шерман С.И., Саньков В.А. Современная геодинамика Азии: карты, принципы составления, геодинамический анализ // Геотектоника. 2009. № 2. С. 78–93.

Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Новейшая тектоно-магматическая активизация Колочинско-Мечигментской зоны Чукотского полуострова (по данным о составе газов и гидротерм) // Геотектоника. 2010. № 6. С. 99–110.

Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И. Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 443–460.

Шутилов Э.В., Сенин Б.В., Юнов А.Ю. Осадочный чехол и фундамент Чукотского моря по сейсмическим данным // Геотектоника. 1989. № 5. С. 99–109.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 210 с.

Feder H.M., Naidu A.S., Jewett S.C., Hameedi J.M., Johnson W.R., Whitledge T.E. The northeastern Chukchi Sea: benthos-environmental interactions // Mar. Ecol. Prog. Ser., 1994. V. 111. P. 171–190.

Fujita K., Mackey K.G., McCaleb R.C., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Smirnov V.N. Seismicity of Chukotka, northeastern Russia // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 2002. V. 360. P. 259–272.

Grebmeier J. M., Cooper L. W., Feder H.M., Sirenko B.I. Ecosystem dynamics of the Pacific-influenced Northern Bering and Chukchi Seas in the Amerasian Arctic // Progress in Oceanography. 2006. № 71. P. 331–361.

Jones C. E., Jenkyns H.C. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous // Am. J. Sci., 2001. V. 301. P. 112–149.

Larson R. L., Erba E. Onset of the Mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses // Paleoceanography. 1999. № 14 (6). P. 663–678.

Viscosi-Shirley C., Piasias N., Mammone K. Sediment source strength, transport pathways and accumulation patterns on the Siberian-Arctic's Chukchi and Laptev shelves // Continental Shelf Research. 2003. V. 23. P. 1201–1225.

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОРКИ ЯПОНСКОГО МОРЯ (ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ЗОНА РОССИИ)

Н.В. Астахова, Е.А. Лопатников

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток,
n_astakhova@poi.dvo.ru; lopatnikov@poi.dvo.ru*

Японское море является одним из окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Оно находится в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану. Возвышенностью Ямато оно разделяется на 2 котловины: Центральную (Японскую) и Хонсю (Ямато). Поверхность дна котловин ровная с отдельными вулканическими конусами, возвышающимися над дном до 2 км. При драгировании привершинных частей большинства этих структур совместно с вулканиками часто поднимали железо-марганцевые корки (ЖМК). Впервые образцы корок были получены еще в 70-х годах прошлого века в первых же экспедициях отдела геологии и геофизики ТОИ ДВО РАН.

К экономической зоне России относится северо-западная часть Центральной котловины. Она протягивается в северо-восточном направлении до 900 км при средней ширине 250 км. Максимальная глубина — 3669 м. Поверхность дна котловины ровная с отдельными возвышенностями (короткие хребты меридионального простирания, одиночные и сложно построенные горы вулканического происхождения), размеры которых обычно не превышают первые десятки км. Все возвышенности сложены различными по уровню кремнезема (от базальтов до трахириолитов) вулканическими породами, которые являются производными одной базальтовой магмы (Съедин, 1987; Емельянова, Леликов, 2010). В экономической зоне России выявлено 8 районов развития железо-марганцевого рудообразования, причем 3 из них — в экспедициях 2010 и 2011 гг. (рисунок).

Поднятые корки имеют мощность от нескольких мм до 25 см. Они подразделяются на однослойные, марганцевые и двуслойные. Последние также разделяются на марганцевые и железо-марганцевые. В марганцевых двуслойных выделяются монолитные и рыхлые или монолитные и почковидные слои. В классических железо-марганцевых корках — нижний ожеженный и верхний марганцевый слои. Граница между слоями нечеткая, размытая. Количество таких корок незначительно.

Образование железо-марганцевых корок Центральной котловины Японского моря связано с гидротермально-осадочным процессом. На это указывает приуроченность их к привершинным частям подводных вулканических построек, особенности химического состава и заполнение пор подстилающих базальтов гидроокислами марганца (Скорнякова и др., 1987; Астахова. Введенская, 2003; Астахова и др., 2010; Батурин, 2012).

Среднее содержание макро- и микроэлементов в корках из разных районов приведено в таблице. Фактическое содержание элементов в образцах изменяется в более широких пределах. Содержание Mn варьирует от 63 % в марганцевых корках до 19 % в ожелезненных слоях, Fe — от 0,01 до 14 %, соответственно. Содержание Si

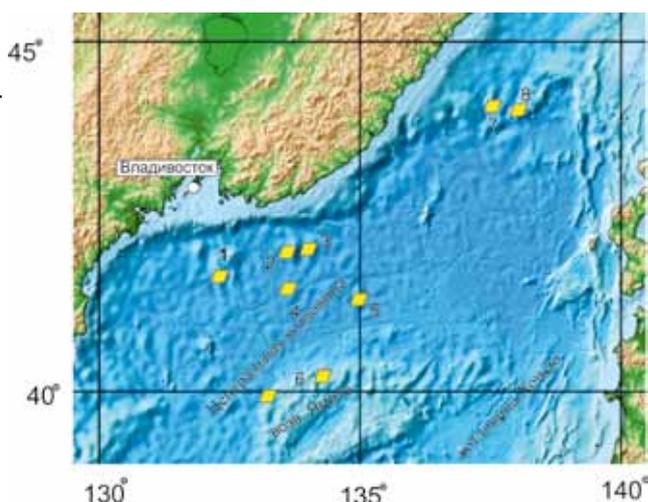
меняется от 0,4 до 15 %. Это связано с тем, что корки имеют неоднородный химический состав. Встречаются участки марганцевого, марганцево-кремнистого, марганцево-железисто-кремнистого и железо-кремнистого составов. Участки с разным химическим составом выделяются в форме полос с изменяющейся мощностью или в виде пятен различной формы. Границы между ними довольно четкие. Высокое содержание бария связано с выделениями барита в ЖМК, в частности, в железо-кремнистой матрице (Астахова, 2013).

Содержание цветных металлов в рудных корках незначительно (таблица). Но здесь тоже есть свои особенности. Так, в корках района 1 содержание никеля в образцах меняется от 649 до 2432 г/т, а в корках района 8 содержание кобальта варьирует от 74 до 2033 г/т. Количество РЗЭ в корках также незначительно. Σ РЗЭ в образцах варьирует в широких пределах: от 5 до 912 г/т. В корках содержатся благородные металлы: платина — до 0,44 г/т, серебро — до 0,3 г/т.

Отношение Mn/Fe изменяется от 1,6 в железо-марганцевых корках до 9016 в марганцевых. Титановый модуль $(Fe+Mn)/Ti$ также меняется в широких пределах, причем даже в корках одного района (8) он варьирует от 318 до 7157.

Вулканизм на подводных возвышенностях Японского моря имел длительный и пульсирующий характер. Он периодически возобновлялся в течение продолжительного времени, начиная со среднего миоцена. В железо-марганцевых корках Японского моря, в том числе из 5 и 7 районов Центральной котловины, изученных с помощью микронзондового анализатора, были обнаружены многочисленные включения мелких зерен цветных и благородных металлов: серебра и платиноидов. Металлы находятся в виде самородных элементов или интерметаллических соединений, реже в виде сульфидов, сульфатов, окислов, вольфрамов, молибдатов или фосфидов. Источниками этих металлов также являются газо-гидротермальные флюиды (Астахова, 2008, 2013). Долговременное поступление рудоносных флюидов является одним из факторов формирования полиметаллических залежей, аналогичных уже обнаруженным в кальдерах и на склонах вулканов в Филиппинском море.

Железо-марганцевые корки в дальневосточных морях были подняты попутно во время геологического опробования подводных возвышенностей. В большинстве случаев анализировались единичные образцы ЖМК, сохранившиеся с 70–80-х годов прошлого столетия. Специальных исследовательских работ, подобных тем, что проводились на гайотах центральной части Тихого океана, в дальневосточных морях не выполнялось. В отличие от океанических аналогов, эти корки залегают на значительно меньшей глубине, вблизи крупных портовых городов и возможных источников сбыта. Добыча их может регламентироваться только российскими законами, что позволяет рассматривать их как возможный независимый источник марганцевого сырья, а, возможно, и других металлов.



Местоположение районов развития железо-марганцевой минерализации в Японском море (экономическая зона России)

Средний химический состав ЖМК Центральной котловины Японского моря
(Mn-P в %, Co- Σ PЗЭ в г/т)

Элементы	Районы							
	1	2*	3	4	5**	6*	7***	8
Mn	28,0	36,2	29,8	48,5	42,2	23,4	21,5	42,5
Fe	9,4	8,8	13,7	3,2	1,5	7,6	8,2	0,9
Si	10,6	5,9	6,2	3,8	4,3	3,3	н.а.	8,0
Al	0,7	1,1	0,8	0,9	2,0	0,4	н.а.	1,7
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Mg	2,2	1,9	0,8	0,8	1,2	2,0	н.а.	1,5
Ca	0,7	0,7	1,9	0,7	3,2	1,0	0,5	0,8
Na	1,7	1,3	3,1	1,3	3,8	1,9	н.а.	1,2
K	2,0	1,5	0,6	0,7	0,7	1,2	н.а.	1,7
P	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,1	н.а.	0,1
Co	246	303	23	142	63	140	120	1193
Ni	1668	1080	41	303	231	290	110	415
Cu	581	480	7	94	66	32	150	174
Zn	429	355	41	214	156	135	300	260
Pb	25	120	10	14	20	30	30	5
Sn	3	1	4	5	1	0,1	н.а.	59
Cr	19	32	12	16	12	8	н.а.	15
Ba	7635	12000	2107	4198	1400	2400	2450	12024
As	55	63	78	57	18	42	н.а.	21
Mo	373	280	432	194	253	660	510	181
Σ PЗЭ	130	546	20	54	190	75	н.а.	35
Mn/Fe	6,7	29	2,2	1761	155	3,6	2,6	43
(Mn+Fe)/Ti	1459	742	1746	6151	2047	960	595	2663
Лит-ра		5,7			3,5,7	5,7	3	

Примечание: для расчета среднего химического состава ЖМК районов 2, 5, 6, 7 использовались данные из работ: (*) — Батуриной, 2012; Скорнякова и др., 1987, (**) — Астахова, Введенская, 2003; Батуриной, 2012; Скорнякова и др., 1987, (***) — Астахова, Введенская, 2003

Литература

- Астахова Н.В. Благородные, редкоземельные и цветные металлы в железо-марганцевых корках Японского моря // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 4. С. 522–527.
- Астахова Н.В. Формы нахождения и особенности распределения благородных и цветных металлов в железо-марганцевых корках Японского моря // Океанология. 2013. № 5. в печати.
- Астахова Н.В., Введенская И.А. Химический состав и генезис железомарганцевых образований подводных вулканов и возвышенностей Японского моря // Вулканология и сейсмология. 2003. № 6. С. 36–43.
- Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т. Цветные, благородные и редкоземельные металлы в железо-марганцевых корках и базальтах возвышенности Беляевского (Японское море) // Вестн. КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2010. № 2. С. 231–245.
- Батурина Г. Н. Геохимия гидротермальных железо-марганцевых корок Японского моря // Докл. РАН. 2012. Т. 445, № 2. С. 179–184.
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 2. С. 58–69.
- Скорнякова Н.С., Батурина Г.Н., Гурвич Е.Г. и др. Железомарганцевые корки и конкреции Японского моря // ДАН СССР. 1987. Т. 293, № 2. С. 430–434.
- Съедин В.Т. Особенности кайнозойского базальтоидного магматизма и вопросы происхождения Японского моря // Тихоокеанская геология. 1989. № 2. С. 30–38.

ЛИТОГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОДХОД ПРИ ИЗУЧЕНИИ ДОМАНИКИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ (ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) И ЕГО ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Я.Г. Аухатов

ООО «ЦСМРнефть» при АН РТ, Казань

Литогеодинимический анализ представляет собой развиваемое во ВСЕГЕИ новое междисциплинарное направление осадочной геологии, которое сочетает литологические и геодинимические подходы и изучает осадочно-породные тела на фоне их палеогеодинимической истории — заложения, формирования, трансформации. Теоретические основы и методы литогеодинимического анализа, разработанные коллективом авторов, изложены в серии работ Баскова Е.А., Беленицкой Г.А., Романовского С.И., Феоктистова В.П. и др. (Литогеодинимика..., 1998), в которых освещена система современных подходов к исследованию осадочных бассейнов, рассмотрена их базовая геодинимическая классификация, охарактеризованы разные геодинимические типы и дана сравнительная оценка продуктивности, в наибольшей мере касающаяся твердых (рудных и нерудных) полезных ископаемых.

Волго-Уральская и Западно-Сибирские нефтегазоносные бассейны являются основными богатейшими и наиболее освоенными минерально-сырьевыми базами страны по газу и нефти, что позволяет рассматривать эти бассейны в качестве своеобразного эталона, на особенностях строения и развития которых можно выявить главные глобальные и региональные факторы нефтеобразования и нефтенакпления.

Доманиковая формация представлена парагенезом темно-серых, темно-коричневых и черных тонкоплитчатых, в различной степени битуминозных и окремнелых сланцев, мергелей, аргиллитов и карбонатов, находящихся в тонком переслаивании. Отличительными чертами или признаками этой формации является темная окраска за счет присутствия органических веществ (ОВ), глинистость, а также ряд геохимических, минералогических и других признаков, указывающих на принадлежность пород к относительно глубоководным, аноксидным условиям некомпенсированного осадконакпления. Некомпенсированное осадконакпление в осадочных седиментационных бассейнах контролируется областями опускания некомпенсированного типа.

С развитием глубокого бурения на нефть и газ стало известно о приуроченности доманикоидных формаций к определённым структурам осадочного чехла — синеклизам (Прикаспийская, Западно-Сибирская), прогибам и их системам (Приуральская система прогибов, Камско-Кинельская система прогибов и т.д.) с некомпенсированным осадконакплением. Многие исследователи считают, что возникновение условий некомпенсированного осадконакпления на платформах есть результат прогибания или опускания окраинных частей платформ, граничащих с геосинклинальными областями.

Ещё А.П. Карпинский (1894), рассматривая общий характер колебания земной коры в пределах Европейской части России, пришёл к выводу, что направление и характер колебательных движений платформ тесно связано с тектоническими движениями прилегающих Уральской и Кавказской геосинклиналей. Представления о передаче тектонических напряжений на платформу со стороны орогенов и формирование под их влиянием основных платформенных дислокаций были господствующими в 20–40-е годы после работ А.Д. Архангельского (1934, 1946). Н.Н. Форш (1955) явления смещения сводов и прогибов связывал с орогенезом Уральской геосинклинали и миграцией Предуральского прогиба.

Периоды максимальных тектонических напряжений сжатия на Урале совпадают со временем формирования доманикоидных формаций в Волго-Уральской области. Шарьирование огромных масс со стороны Уральской геосинклинали в сторону платформы вызвало опускание края Восточно-Европейской платформы в результате оттока подкоровых расплавов. Автор придерживается мнения, что шарьирование офиолитовых комплексов является основным механизмом развития складчатости, магматизма, метаморфизации и осадконакпления в формировании складчатого основания Западно-Сибирской плиты.

Обогащение вод эпиконтинентального моря биогенными элементами за счет вулканической деятельности, а также разрушения вулканических пород и поступления продуктов гидротермальной деятельности привело к вспышке органической жизни и обогащению осадков органическими веществами. В связи с этим надо отметить, что эпохи накопления органического вещества повторяют с некоторым запозданием этапы магматической активности (Аухатов, 1978). Поэтому доманикоидные формации можно рассматривать как отдаленно-кремнистые формации (в понимании акад. Н.С. Шатского).

В последующую после накопления доманикоидных формаций геодинамическую обстановку сжатия отложения подвергались деформациям. Согласно представлениям Т.Т. Казанцевой и других (1978), образование трещин и нефтегазообразование происходило во время скольжения жестких массивов пород (песчаников) по пластичным тонкослоистым породам (аргиллитам, доманикоидам). Надвиговые движения приводили к удвоению разрезов в скважинах Тевлинско-Русскинского, Мало-Шушминского, Сыморьяхского и других месторождений. Надвиговые движения обуславливают развитие так называемых «лысых» зон для продуктивного пласта П развитых на месторождениях Урайской группы.

Благодаря горизонтальным движениям жестких песчаных пластов во время формирования структур, в аргиллитах происходит тектоническое сучивание и образование трещин, способных служить емкостью для углеводородов или путями их миграции. Аномальные разрезы кыновского горизонта (Волго-Уральская область) и баженовской свиты (Западная Сибирь) формировались в результате надвиговых движений (Аухатов, 1999) и сопровождались увеличением общей мощности (их деформацией и сучиванием) по сравнению с мощностью обычных разрезов.

Геодинамическая деформация сплошности баженовской свиты в олигоцен-плиоценовое время, способствовавшая образованию путей миграции нефти внутри баженовской свиты, локальному повышению пластовых температур и формированию ловушек, является критическим и непременным элементом образования коммерческих по запасам нефтяных скоплений в пласте Ю₀.

Во время тангенциального сжатия, когда компетентные породы (песчаники) скользят по некомпетентным (аргиллиты), происходит деформация аргиллитов в виде трещиноватости или нагнетания их в сводовые части структур. Песчаные пласты и линзы при этом тоже растрескиваются, создавая трещинную проводимость. В скважинах, где наблюдается частое переслаивание аргиллитов и песчаников, глинистые прослои внутри пласта также трещиноваты с зеркалами скольжения. Во время сдвиговых движений, направленных под углом или перпендикулярно к плоскости напластования, в породах формируются несколько разнонаправленных систем трещиноватости. Возникшая сеть трещин разделяет линзы и пласты песчаников на блоки, создавая межблоковую полостную систему. Вскрытие, освоение и разработка межблоково-проницаемых («трещинных») коллекторов нефти требует другой геотехнологии.

Современные состояния геодинамического сжатия и их разрядка приводят к повышению пластовых температур и давления (АВПД), срыву обсадных колонн на уровне доманикоидных формаций в Волго-Уральской области и Западной Сибири (Аухатов, 1999). Техногенные деформации в продуктивных нефтяных пластах приводят к микросейсмичности, а иногда сейсмичности высоких баллов (землетресения в Татарстане, Нефтеюганске, Нижневартовске и т.д.).

Дифференциальные тектонические движения, обусловленные горизонтальным давлением, не ограничиваются созданием зон трещинной проницаемости, обуславливающей миграцию флюидов. Как показано многочисленными исследованиями, деформации сдвига являются одним из важнейших факторов образования нефти и газа из углеводородсодержащих пород земной коры. При этом осуществляются, во-первых, реакции фрагментации и диспропорционирования погребенного органического вещества по схеме «всестороннее давление плюс сдвиг» и, во-вторых, выделение водорода при механохимических реакциях между водой и способными к окислению компонентами горных пород, что создает условия для гидратирования и флюидизации заключенных в породах углеродистых материалов.

Доманикоидные формации нефтеносны во многих регионах мира. Несмотря на значительную изученность, прогноз продуктивных зон в них по-прежнему представляет значительные трудности. Перспективным направлением для понимания закономерностей

распределения коллекторов в доманикоидных формациях представляется рассмотрение литогеодинамических обстановок их формирования и образования в условиях широкого развития надвиговых движений зон сжатия, растяжения и разуплотнения. Накопленный производственный опыт по добыче углеводородов показывает, что промышленные притоки нефти связаны с зонами разуплотнения. Искусственное создание трещиноватости при помощи глубокопроникающего гидроразрыва в доманикоидных сланцевых отложениях дало возможность получить сланцевый газ и нефть. Для опытно-промышленного изучения перспектив развития разработки залежей в доманикоидных формациях автором предлагается использовать минигидроразрыв при помощи метода имплозии (Аухатов, 2012), так как большие гидроразрывы пластов по стоимости сопоставимы с бурением скважин.

Сегодня нефтяные и газовые скважины представляют собой капитальные дорогостоящие сооружения, способные служить много десятилетий. Заложение скважин с учетом литогеодинамической обстановки в районе бурения позволит избежать ненужных рисков, снизит себестоимость и повысит их эффективность. Литология является основой при составлении геолого-технологического наряда на бурение скважин, так как определяет конструкцию скважин, параметров бурового раствора и использование определенной гаммы долот и т.д. Вопросам литологии в связи с бурением скважин на углеводородное сырье уделяется основное внимание, а геодинамические условия остаются малоизученными. В то же время многие осложнения и потери ствола скважин с оставлением в недрах дорогостоящего оборудования происходили от незнания литогеодинамической обстановки при бурении боковых стволов (Восточно-Перевальное скв. 303, Северо-Хохряковское и т.д.).

Латеральный ряд формаций и субформаций (доманиковая – рифовая – сульфатно-карбонатная) в областях опускания некомпенсированного типа (ООНТ) платформенного (Бугурусланская) и орогенного (Предуральская, Индоло-Кубанская и т.д.) классов дало возможность установить приуроченность серных месторождений и серопроявлений к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям и субформациям. А также установить приуроченность сероводородсодержащих углеводородов (Прикаспийская синеклиза, Предуральский прогиб, Иркутский амфитеатр, Камск-Кинельская система прогибов, Бугурусланская впадина и т.д.) к рифовым формациям и субформациям бортовых и шельфовых зон ООНТ (Аухатов, 1981). Месторождения серы и серосодержащих углеводородов приурочены к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям, замещающих по латерали доманиковые формации ООНТ (Бельская, Камско-Кинельская, Бугурусланская, Прикаспийская и т.д.).

Таким образом, описанный подход дает возможность проводить всесторонний анализ литолого-геодинамических взаимосвязей во времени и пространстве, обеспечивает геологу-нефтянику широкое использование достижений.

Литература

- Архангельский А.Д. Геологическое строение СССР. Западная часть. М.-Л., 1934. 223 с.
- Аухатов Я.Г. Особенности накопления органического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 2. С. 16–20.
- Аухатов Я.Г. Тектонические условия среза обсадных колонн в нефтегазодобывающих районах // Тезисы докладов 15 Губкинских чтений «Перспективные направления, методы и технологии комплексного изучения нефтегазоносности недр». М., 1999. С. 9.
- Аухатов Я.Г., Ахмадеев М.Ш., Исаев Г.Д. Технология ООО «НТПР» по добыче высоковязких нефтей // Высоковязкие нефти и природные битумы: проблемы и повышение эффективности разведки и разработки месторождений. Материалы Международной научно-практической конференции. Казань: Изд-во «Фэн», 2012. С. 134–135.
- Басков Е.А., Беленицкая Г.А., Романовский С.И. и др. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
- Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России // Изв. АН. 5 сер. 1894. Т. 1, № 1. С. 1–19.
- Форш Н.Н. Волго-Уральская нефтегазоносная область. Пермские отложения — Уфимская свита и казанский ярус. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 92. 1955. 156 с.

КАРБОНАТО- И КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ В ПАЛЕОБАССЕЙНАХ ПОЗДНЕГО МЕЛА НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Е.Ф. Ахлестина¹, А.В. Иванов²

¹Научно-исследовательский институт естественных наук СГУ, Саратов,
science@infosgu.ru

²Саратовский государственный технический университет, Саратов, yashkovia@mail.ru

Поздне меловая трансгрессия, пульсационно нараставшая от сеноманского века к маастрихтскому, максимально увеличила акваторию бассейна, постепенно занимавшего все более обширные территории юго-востока Русской платформы и ставшего одним из временных интервалов в геологической истории Земли с глобальным проявлением биогенного карбоната- и кремненакопления, формирования специфических писчих мелов и опоковидных силицитов (Шуменко, 1986; Хворова, 1995; Кузнецов, 2000 и др.).

На рассматриваемой территории Нижнего Поволжья, занимавшей Саратовскую, Волгоградскую, Астраханскую области, северо-восточную часть Калмыкии, процессы кремне- и карбонатакопления проявились широко, но неравномерно во времени и пространстве.

Сеноманский морской бассейн был еще относительно мелководным, преимущественно с терригенным осадконакоплением и минимальной биопродуктивностью. В толщах алевро-песков отмечаются локальные скопления известковых реликтов двустворчатых моллюсков («устричные банки»), брахиопод («брахиоподовые гнезда») и неравномерно рассеянные включения фрагментов раковин иноцерамов, пеллеципод, аммонитов, белемнитов и других организмов (Первушов и др., 1999 и др.). Лишь в удаленных от берега и углубленных участках сеноманского бассейна (межкупольные зоны Прикаспийской впадины, вала Карпинского) накапливались фораминиферово-кокколитоовые илы-просадки мелов и их глинистых, кремнисто-глинистых и кремнистых разновидностей (Ахлестина и др., 1976, 1978, 2001; Курлаев и др., 1983 и др.).

Начиная с **туронского** века, морской бассейн продолжал расширяться, увеличилась площадь глубоководных участков, ставших частью шельфа океана Тетис. Теплые воды (близкие к тропическим), нормальная соленость, хорошая аэрация способствовали развитию известковых планктонных фораминифер, кокколитофорид, скелетные остатки которых стали породообразующими компонентами уникальных образований писчего мела.

В турон-коньякское время меловые отложения заняли практически всю рассматриваемую территорию Нижнего Поволжья, но состав их и структуры были неоднородны. В зависимости от зональности морских бассейнов, их глубин, физико-геохимических условий изменялись формы кокколитофорид, фораминифер (от мелководных до глубоководных (Шуменко, 1986; Букина и др., 1999, 2009 и др.). Значительное распространение получили «грубые» разности мела, в составе которого наряду с тонким нанопланктоногенным кокколито-фораминиферовым материалом присутствуют продукты дробления и перемыва толстостенных раковин иноцерамов, бентосных фораминифер, терригенного материала, особенно в прибрежно-отмельных участках. В углубленных, глубоководных зонах накапливались тонкодисперсные известковые фораминиферово-кальцисферово-кокколитоовые илы — просадки писчего мела, слагающего большую часть разрезов турона-коньяка на территории Прикаспийской впадины, вала Карпинского.

Толщи писчего мела мощностью от 10 до 70 м прослоями обогащены здесь глинистым или (и) кремнистым веществом. В составе последнего присутствуют реликты радиолярий, населявшие турон-коньякские бассейны в подчиненном количестве. В целом турон-коньякские бассейны характеризуются главным образом известковым биогенным осадконакоплением океанического типа.

Наиболее значительно увеличилась акватория **сантонского** бассейна, трансгрессировавшие воды которого практически слились с водами океана Тетис и периодически свободно циркулировали через Тургайский пролив с бореальными водами Арктики. Кардинально изменились физико-химические условия сантонского бассейна, приблизившиеся к океаническим.

Бассейновые воды обогащались многими биологически важными элементами (Si, N, P, Fe, Al, Ca, K, Na, Mg и др.). Это обусловило существенные изменения биоты. Заметно сократилось количество и разнообразие крупных известковых сообществ. Преимущественное развитие получили планктонные организмы с известковым и кремниевым скелетом: кокколитофориды, фораминиферы, радиолярии, губки. Последние заселяли мелководные прибрежные и островные участки. Поселения губок характеризовались большим таксономическим разнообразием и широким площадным распространением. В их составе нередко отмечалось преобладание форм, приспособленных к обитанию в более глубоководных и гидродинамически пассивных водах. (Первушов, 1989; Первушов и др., 1999). К поселениям губок приурочены в основном редкие известковые организмы — двустворчатые моллюски (главным образом устрицы), брахиоподы, гастроподы, цефалоподы, морские позвоночные. Следы губковых поселений сохранились в разрезах сантонских отложений в виде «губковых» горизонтов.

Радиолярии, являющиеся преимущественно океаническим зоопланктоном, получили наибольшее распространение. Они расселялись на различных глубинах, и их скелетные остатки образовывали парагенетические ряды осадков как среди терригенных мелководных отложений, так и среди относительно глубоководных известково-глинистых. Наиболее чистые разности радиоляриевых кремнистых осадков (силицитов) приурочены к депрессионным участкам сантонского бассейна. Одним из них является Саратовско-Волгоградское правобережье Волги, где мощности кремнистых отложений достигают 18–40 м в нижнем и 20–25 м в верхнем сантоне. Более широко развиты известково-кремнистые, глинисто-кремнистые, известково-глинисто-кремнистые отложения. Толщи этих пород (мощностью от 3–5 м до 100–164 м) с чередующимися слоями силицитов, глин, мелов и их смешанных разностей описаны в северо-западной части рассматриваемой территории (Вольско-Хвалынский регион) и на большей части территории Прикаспийской впадины и вала Карпинского, представляющей в течение всего позднего мела глубоководную и удаленную от берега пелагиальную зону бассейна.

В кампанский век акватория бассейна и характер осадконакопления практически не изменились. Карбонато- и кремненакопление с породообразующим значением планктонных организмов сосредоточилось в тех же глубоководных участках, что и в сантонском бассейне. Несколько индивидуализированы площади с образованием писчего мела (Хвалынско-Вольский район) и опоковидных силицитов, глино-силицитов (Саратовско-Волгоградское правобережье). На территории Прикаспийской впадины и вала Карпинского продолжали накапливаться преимущественно глинисто-кремнисто-известковые отложения с меняющимися количественными соотношениями компонентов по разрезам и площади. Мощности мела составляли 8–20 м, силицитов — 5–11 м, смешанных пород — от 135 м (вал Карпинского) до 290–410 м (Прикаспийская впадина).

В маастрихтский век акватория бассейна несколько сократилась, увеличилась площадь, глубина сантон-кампанских углубленных участков с кремнисто-известковым осадконакоплением. Наибольшее распространение получили отложения писчего мела, в составе которого преобладал тонкий кокколитовый шлам и мелкие кальцисферы (до 40 %). Прослоями и участками увеличивалось количество реликтов планктонных фораминифер, продуктов дробления макрофауны, примесей глинистого или (и) кремнистого материала. Наиболее чистые разности писчего мела с содержанием CaCO_3 94–97,6 % сосредоточены в Хвалынско-Вольском районе, где толщи мела имеют мощности до 55–60–84 м. На большей части рассматриваемой территории развиты глинистые, кремнистые разности мелов и смешанные глинисто-кремнисто-известковые породы. Мощности этих отложений изменяются в пределах от 8 м (бас. р. Колышлея) до 285 м (Прикаспийская впадина). Кремненакопление сосредоточено главным образом, как и в сантон-кампанских бассейнах, в зонах Саратовских дислокаций, Саратовско-Волгоградского правобережья и связано с импульсивным развитием радиолярий, скелетные остатки которых образовывали скопления практически в местах их обитания (Афанасьева, 1993).

Толщи кремнистых пород маастрихта мощностью 3,7 м (г. Саратов, Лысая Гора) – 65 м (р-н с. Сосновка, бас. р. Латрык) представляют собой чередование слоев силицитов, глино-силицитов, глинисто-известково-кремнистых пород.

Выводы:

1. Карбонато- и кремненакопление — взаимосопряженные процессы, широко проявленные в поздне меловых бассейнах Нижнего Поволжья в периоды активизации, стабилизации трансгрессий, увеличения палеоглубин и связей с тетическими и бореальными водами, происходившими на фоне общего развития Мирового океана.

2. Продуцирующими организмами карбонатных илов были планктонные и нанопланктонные кокколитофориды; кальцисферы и фораминиферы; кремнистых илов — радиолярии и губки. Смена этих таксонов во времени и пространстве обуславливались закономерностями эволюции фауны и изменениями в среде их обитания.

3. Формирование карбонатных и кремнистых илов осуществлялось путем осаждения реликтов известковых и кремнистых организмов сквозь толщи морских вод при участии процессов переотложения осадков придонными (контурными, суспензионными) течениями, значение которых изменялось во времени и пространстве.

4. Основными факторами, контролирующими накопление карбонатных, кремнистых илов, были высокая продуктивность планктона, степень растворимости реликтов кремниевых и (или) известковых организмов, темпы поступления в осадок разбавляющего терригенного материала, характер гидродинамики природных вод.

5. Изменения в карбонато- и кремненакоплении в течение позднего мела происходили на фоне изменения палеоглубин Мирового океана и связанных с ним шельфовых (эпиконтинентальных) морей, что проявилось в импульсивности биопродуктивности и флуктуациях КГК, вызванных общим пульсационным ритмом развития Земли, активизации тектогенеза, трансгрессий.

Литература

Афанасьева М.С., Вишневецкая В.С. Радиолярии прошлого как индикаторы эволюции кремнисто-карбонатного осадконакопления // Литол. и полезн. ископ. 1993. № 5. С. 52–68.

Ахлестина Е.Ф., Бондарева М.В., Курлаев В.И. и др. Составление литолого-палеогеографических карт позднего мела и палеогена Волгоградского правобережья с целью прогнозирования неметаллических полезных ископаемых. 2 тома (Т. 1 текст в 2-х кн., Т. 2 граф. прилож). Фонды ТГФ. Саратов, 1976.

Ахлестина Е.Ф., Бондарева М.В., Курлаев В.И. и др. Изучение верхнемеловых и палеогеновых отложений в пределах территории листа М-38-XXVI (Калач-на-Дону). Машинопись. Фонды ТГФ. Саратов, 1978.

Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В., Первушов Е.М. Роль кремниевых организмов в осадконакоплении в поздне меловых и палеогеновых бассейнах Поволжья // Тр. НИИ Геологии СГУ. Нов. сер. 2001. Т. VII. С. 91–95.

Букина Т.Ф., Яночкина З.А., Ахлестина Е.Ф. Кокколитофориды как один из существенных элементов биосферы позднего фанерозоя // Проблемы изучения биосферы. Избран. тр. научн. конф. Саратов: ГосУНЦ «Колледж», 1999. С. 63–77.

Букина Т.Ф., Яночкина З.А., Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В. О роли биоса в тонкодисперсном карбонатакоплении мезо-кайнозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы // Исследования по палеонтол. и биостратигр. древних континент. отлож. Саратов: Научн. книга, 2009. С. 81–97.

Кузнецов В.Г. Некоторые черты эволюции карбонатакопления в истории Земли. Сообщение 1. Эволюция масштабов, механизмов и обстановок карбонатакопления // Литол. и полезн. ископ., 2000. № 1. С. 40–55.

Курлаев В.И., Жукова Г.Н., Ахлестина Е.Ф. и др. Отчет Сарпинской геологической партии по геологическому доизучению в масштабе 1:200000 территории листа М-38-XXXII (Нижний Чир) за 1981–1983 гг. В 3-х томах. Машинопись. Фонды ТГФ. Саратов, 1983.

Первушов Е.М. Роль данных тафономии в изучении процессов формирования губковых слоев верхнего мела Поволжья // Теория и опыт тафономии. Саратов: изд-во СГУ, 1989. С. 121–126.

Первушов Е.М., Иванов А.В., Попов Е.В. Этапы формирования средне- и поздне меловой биоты юго-востока Среднерусской провинции // Проблемы изучения биосферы. Избран. тр. Всерос. научн. конф. Саратов: изд-во ГосУНЦ «Колледж», 1999. С. 59–63.

Хворова И.В. Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных плитах). Сообщение 1, 2 // Литол. и полезн. ископ. 1995. № 1,2. С. 3–15.

Шуменко С.И. Роль организмов в карбонато-кремненакоплении // Роль биогеохимических исследований в расширении минерально-сырьевой базы СССР. Л., 1986. С. 24–28.

БИОГЕОХИМИЯ ОКСИДНО-ЖЕЛЕЗИСТЫХ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ РАЙОНОВ УРАЛА

Н.Р. Аюпова^{1,2}, В.В. Масленников^{1,2}, С.П. Масленникова², С.А. Садыков², В.А. Симонов³

¹Южно-Уральский государственный университет, Челябинск, ayupova@mineralogy.ru

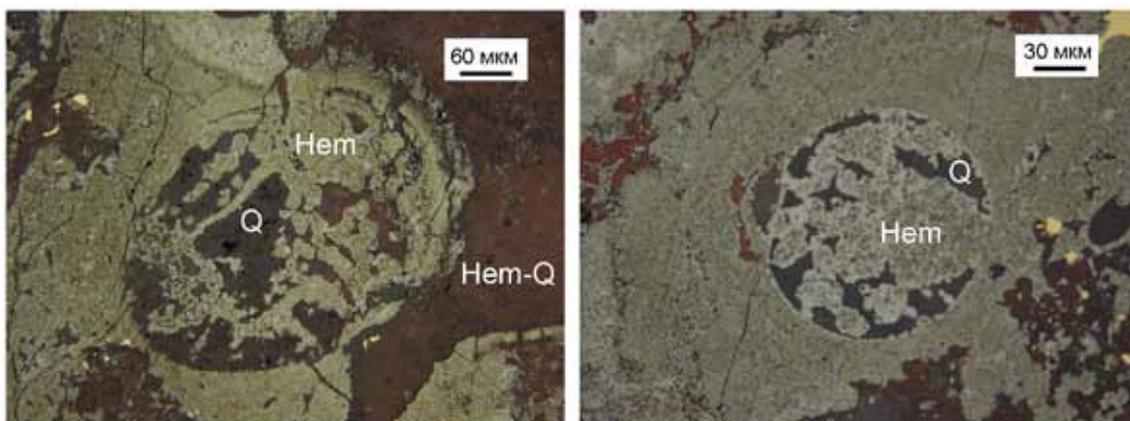
²Институт минералогии УрО РАН, Миасс

³Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

Железисто-кремнистые отложения широко распространены в вулканогенно-осадочных горизонтах колчеданосных районов Урала и других регионов мира. Изучение последовательности преобразований гиалокластов, сульфидов и карбонатов в их составе позволило разработать гальмиролитическую модель их формирования (Maslennikov et al., 2012). В соответствии с этой моделью основными источниками железа и кремнезема служили сульфидно-гиалокластитовые отложения, а карбонаты и органическое вещество создавали субщелочную среду, благоприятную для фиксации гидроксидов железа и выноса элементов-гидролизатов, что привело к образованию устойчивых Fe-Si-ассоциаций. Выявленные бактериоморфные структуры и сопутствующие микрофоссилии в железисто-кремнистых отложениях свидетельствуют о микробном воздействии на геохимические процессы концентрации специфических элементов-примесей в них (Аюпова, Масленников, 2012).

Минералого-геохимические исследования палеозойских оксидно-железистых металлоносных отложений, проводимые в последние годы в Институте минералогии УрО РАН, направлены на совершенствование моделей гидротермально-гипергенных процессов в колчеданосных полях древних океанов. Одной из задач этих исследований является изучение биоминеральных взаимодействий, происходивших при формировании околорудных оксидно-железистых отложений. Для решения этой задачи было изучено распределение элементов-примесей в псевдоморфозах гематита по трубчатым организмам в сравнении с псевдоморфозами гематита, образовавшимися по рудокластам и гиалокластам. Определения содержаний элементов-примесей проводились масс-спектрометрическим анализом с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) в Тасманийском университете (г. Хобарт, Австралия) (Danyushevsky et al., 2011). Отбор пробы проводился лазером с диаметром пучка 40 мкм на глубину 80 мкм. Чувствительность определения большинства элементов-примесей (V, U, Mn, Co, Ni, Te, As, Sb, Au, Ag, Ti, Zr, Bi, Pb, Tl, Hg, Th, Ba, Sn, Al и др.) достигала 1 мг/г. Корреляционный анализ элементов-примесей выполнен методом максимального корреляционного пути, предусматривающим построение ряда элементов с уменьшением силы связи корреляций (Смирнов, 1981). Изотопный анализ углерода в карбонатах проводился с использованием масс-спектрометра Delta+ Advantage, фирма Thermo Finnigan. Для исследований были использованы образцы оксидно-железистых образований колчеданных месторождений Южного Урала.

В околорудных оксидно-железистых отложениях медно-цинково-колчеданных месторождений Южного Урала (Талганское, Узельгинское, Александринское, Молодежное) обнаружены многочисленные остатки гематитизированных трубчатых организмов диаметром трубки до 1 мм (рисунок). С удалением от месторождений, эти организмы, сопоставимые по размерам с современными пригидротермальными трубчатыми червями, исчезают. Наружная оторочка типичных трубчатых биоморфоз представлена тонкодисперсным гематитовым или гематит-кварцевым материалом, а полость трубочки чаще всего заполнена гематитом и/или прозрачным кварцем, гораздо реже сульфидами, баритом, железистым хлоритом и лейкоксеном. Заполнение трубок характеризуется неупорядоченным сочетанием гелевидной, комковатой, неравномернозернистой и «сотовой» микроструктур. Редко встречающаяся «сотовая» микроструктура может соответствовать структурам, характерным для трофосомы трубчатых червей, содержащей внутриклеточные симбиотические хемоавтотрофные бактерии (Felbeck, 1981). Во многих случаях трубки теряют форму, приобретают кристаллическую огранку, обрастая сульфидами или гематитом. Аутигенная минерализация в местах скопления трубочек, представленная апатитом, баритом, лейкоксеном или рутилом, железистым хлоритом,



Гематитовые псевдоморфозы по трубчатым червям. Поперечный срез трубочек: Hem — гематит, Q — кварц, Hem-Q — тонкодисперсные гематит-кварцевые сростания. Талганское месторождение. Отраженный свет

иллитом, свидетельствует о накоплении таких элементов, как P, Ti, K, Al и Mg в процессах диагенетической биоминерализации. Единичные находки сульфидов внутри трубок могут указывать о возникновении локальных микроочагов восстановительного процесса в связи с наличием органического вещества.

Результаты ЛА-ИСП-МС анализов показывают, что распределение микроэлементов в гематитовых псевдоморфозах по трубчатым организмам относительно равномерное и стабильное. Обращает внимание в гематите биоморфоз концентрация нескольких индикаторных элементов, представленных Mn (до 9393 г/т), As (до 1872 г/т), V (до 779 г/т), W (до 1091 г/т) и Mo (до 40 г/т), свидетельствующих о биологических механизмах накопления и удержания этих металлов в системе. Кроме того, в биоморфозах установлены повышенные содержания Zn, Pb, Sb и U. Следует подчеркнуть, что повышенные содержания указанных элементов характерны для современных вестиментифер и полихет (Леин и др., 1989; Juniper et al., 1992; Демина и др., 2007), а также для оруденелой фауны древних гидротермальных систем (Маслеников, 2006). Например, в колломорфном пирите из оболочки оруденелой полихеты Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения содержания Mn достигают до 1695 г/т, As до 2356 г/т, V до 4,5 г/т, Mo до 33 г/т и W до 17 г/т.

По сравнению с апорудокластическими гематитовыми псевдоморфозами биоморфозы характеризуются более низкими содержаниями элементов-примесей, свойственных колчеданным рудам, — Cu, Te, Bi, Ag, Au и Se. В апогиалокластитовых гематитовых псевдоморфозах наблюдаются крайне низкие количества элементов-примесей. В апорудокластических и апогиалокластических гематитовых псевдоморфозах четко выделяются литофильные и халькофильные ассоциации элементов в различных сочетаниях (таблица). В гематитовых биоморфозах, несмотря на наиболее значимые корреляционные зависимости между элементами, ассоциации элементов приобретают смешанный характер и наблюдается избирательное накопление отдельных элементов. (Zn-Co-Ag)-(Pb-Cu-Bi), (Hg-Te-U-Sb) ассоциации, вероятно, были аккумулярованы из иловых вод, обогащенных металлами в связи с разложением реликтовых сульфидов в первичных осадках. Признаки тесной корреляции Ba-Mn-Sr показывают, что в результате биоминерализации образуются марганцевые карбонаты, содержащие примеси Sr и Ba. Выявленная Ti-Ta-Th ассоциация согласуется с биофильным происхождением некоторой части титана. Выявленные биофильные элементы в биоморфозах образуют самостоятельные группы (Sn-In-Gd-As) и (W-Mo-V).

Высокие содержания Mn в биоморфозах указывают на минерализованные ткани, сложенные марганецсодержащими карбонатами. Значения изотопного состава углерода $\delta^{13}\text{C}$ этих карбонатов во всех случаях составляет ниже -5‰ , PDB по сравнению с кальцитом фоновых известняков ($-0,24 - -0,40\text{‰}$, PDB). Вероятно, дефицит изотопа ^{13}C в данном случае мог образоваться при разложении органического вещества.

Ассоциации элементов-примесей в гематитовых псевдоморфозах

Тип псевдоморфоз	Ассоциации элементов
Псевдоморфозы гематита по рудокластам	(Hg-Tl-Te-Se-Ag-Bi)--(Pb-As-Mn-Zn-Cu)----Ba----(Ti-Th-U)----Sb----Mo----Au----Co----(Zr-V-Sn)---Cr---Ni---W
Псевдоморфозы гематита по гиалокластам	(Pb-Ba-Mn-W)-(Bi-Sb-Zn-Cu-Co-Ni)---(Ti-V)---(Cr-Th-Zr)---(Sn-Hg-Ag-As)---(U-Se-Te)---(Mo-Au)
Псевдоморфозы гематита по трубчатым организмам	(Ti-Ta-Th)---(Sn-In-Gd-As)--(Zn-Co-Ag)--(Pb-Cu-Bi)----(Hg-Te-U-Sb)----- (Ba-Mn-Sr)----(Ga-Ni-Cr)----- (Th-Se-Hf-Zr)----(Cd-Au-Tl)----(W-Mo-V)

Примечание. Использованы данные ЛА-ИСП-МС анализов по окисдно-железистым отложениям Талганского, Молодежного и Александринского месторождений.

Установлено, что As является химическим аналогом фосфора и способен подменять фосфор в условиях его дефицита в биохимических реакциях, идущих внутри клетки (Wolfe-Simon et al., 2010). Накопление фосфора в биоморфозах подтверждается обнаружением апатита. Вероятно, мышьяк, наряду с фосфором, концентрируется в гематитовых биоморфозах как важный компонент биоминеральных накоплений.

Особенно интересно присутствие в составе гематита биоморфоз высоких содержаний W, V и Mo. Вольфрам и ванадий, например, в углеродсодержащих осадках рассматриваются в качестве физиологического реликта раннеархейской биосферы, вовлеченные наряду с железом в биологический круговорот. Считается, что в бескислородной биосфере ранней Земли молибден был недоступен, и его функции выполняли другие металлы, например, вольфрам, ванадий или даже железо (Kletzin, Adams, 1996). Такое предположение подтверждается распределением бактерий, обладающих соответствующими ферментами, вдоль геохимических градиентов вокруг гидротермальных источников современных гидротермальных систем: гидротермы, заселенные гипертермофилами, богаты W, но обеднены Mo, который выпадает в осадок в виде сульфида. Считается, что по мере удаления от гидротерм, насыщенных сероводородом, Mo становится растворимым в присутствии кислорода, а W — недоступным для метаболических процессов, и, соответственно, изменяется состав микробных сообществ, где, вероятно, молибден заменяет вольфрам в обменных процессах (Федонкин, 2003). Эта же закономерность характерна для гидротермально-биогенных экосистем колчеданосных палеогидротермальных полей Урала (Масленников, 2006). Следует отметить, что в апогиалокластитовых палеозойских окисдно-железистых отложениях с многочисленными биоморфными структурами, удаленных от колчеданных руд, также отмечаются крайне низкие содержания V и W, а содержание Mo в них возрастает в 2–3 раза, чем в околорудных осадках.

Таким образом, интерпретация распределения элементов-примесей в биоморфозах окисдно-железистых образований и оценка их диагенетических изменений представляются весьма плодотворными. Вероятно, биологическая активность в совокупности с экстремальными условиями среды привели к ускоренной трансформации биогеогенного ОВ, создавая уникальные возможности для постседиментационных преобразований исходных компонентов осадка. Повышенные содержания биогеогенных элементов-примесей в трубчатых организмах могут быть использованы как индикаторы древних гидротермальных полей.

Работы поддержаны программой УрО-СО РАН № 12-С-5-1010 и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы (ГК № 14.740.11.1048).

Литература

- Аюпова Н.Р., Масленников В.В. Биоминерализация в железисто-кремнистых отложениях колчеданных месторождений Урала // ДАН, 2012. Т. 442, № 5. С. 649–652.
- Демина Л.Л., Галкин С.В., Леин А.Ю., Лисицын А.П. Первые данные по микроэлементному составу бентосных организмов гидротермального поля 9°50'с.ш. (Восточно-Тихоокеанское поднятие) // ДАН, 2007. Т. 415, № 4. С. 528–531.
- Леин А.Ю., Седых Э.М., Старшинова Н.П. и др. Распределение металлов в бактериях и животных подводных гидротермальных полей // Геохимия. 1989. № 2. С. 297–303.
- Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
- Смирнов В.И. Корреляционные методы при парагенетическом анализе. М.: Недра, 1981. 174 с.

Федонкин М.А. Сужение геохимического базиса жизни и эвкалириотизация биосферы: причинная связь // Палеонтологический журнал. 2003. № 6. С. 33–40.

Danyushevsky L., Robinson Ph., Gilbert S., Norman M., Large R., McGoldrick P., Shelley M. Routine quantitative multi-element analysis of sulphide minerals by laser ablation ICP-MS: Standard development and consideration of matrix effects // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 2011. V. 11. P. 51–60.

Felbeck H. Chemoautotrophic potential of the hydrothermal vent tube worm *Riftia pachyptila* Jones (Vestimentifera) // *Science*. 1981. V. 213. P. 336–338.

Juniper S.K., Jonnasson I.R., Tunnicliffe V., Southward A.J. Influence of tube building polychaete on hydrothermal chimney mineralization // *Geology*, 1992. V. 20. P. 895–898.

Kletzin A., Adams M.W. Tungsten in biological systems // *FEMS Microbiol. Rev.*, 1996. V. 18 (1). P. 5–63.

Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R. Ferruginous and manganeseiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals // *Ore geology reviews*, 2012. V. 47. P. 5–41.

Wolfe-Simon F., Blum J.S., Kulp T.R., Gordon G.W. et al. A bacterium that can grow by using arsenic instead of phosphorus // *Science*, 2010. V. 332 (6034). P. 1163–1166.

ИХНОФАЦИЯ SCOYENIA В МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е.Ю. Барабошкин

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
Barabosh@geol.msu.ru

Ихнофация *Scoyenia* впервые была выделена А. Зеелахером (Seilacher, 1967) при характеристике континентальных ихнофаций. Этот «архетип» был впоследствии переосмыслен и разделен на несколько самостоятельных типов (Buatois, Mángano, 1998; Genise et al., 2000). Из них достаточно общепринятыми являются ихнофации, выделяемые на основе биотурбирования осадка насекомыми и другими животными: *Scoyenia*, *Mermia*, *Coprinisphaera*, *Celliforma* и *Termitichnus*; менее признаны *Entradichnus* и *Octopodichnus*. В отношении ихнофаций, устанавливаемых по следам животных, есть разные мнения (Knaust, Bromley, 2012).

В настоящее время к *Scoyenia s.s.* относят фаии с комплексом ихнофоссилий, который может включать норы-жилища ракообразных *Camborygma*, *Spongeliomorpha*, *Rusophycus*, *Macanopsis* или позвоночных *Daimonelyx*, норы насекомых, их личинок или иных животных *Scoyenia*, *Naktodemasis*, *Beaconites*, *Fuersichnus*, *Taenidium*, следы поедания осадка червями *Planolites*, *Palaeophycus*, норы червей или членистоногих *Skolithos*, следы перемещения червей *Cochlichnus*, насекомых *Umfolozia* или других членистоногих (*Cruziana*), корни растений, а также отпечатки лап птиц, рептилий и других животных (рис. 1).

Среди перечисленных ихнофоссилий доминируют горизонтальные норы с менисковым заполнением (*Beaconites*, *Scoyenia*), следы перемещения и тропинки членистоногих (*Diplichnites*, *Cruziana*) и позвоночных (Frey et al., 1984; Buatois, Mángano, 1998). Вертикальные норы, простые поверхностные следы перемещения и тоннели (*Vagorichnuss*, *Treptichnus*) являются характерными второстепенными компонентами. Разветвленные системы нор (*Thalassinoides*, *Spongeliomorpha*, *Attaichnus*), образованные вблизи поверхности ракообразными, уховертками, сверчками и/или муравьями, а также крупные системы нор десятиногих раков (*Camborygma*) обычно ассоциируются со следами других типов, образованными в краевых частях озер. Последние отвечают более глубоководным условиям, чем горизонтальные норы с менисковым заполнением (Knaust, Bromley, 2012).

Ихнофация *Scoyenia* типична для низкоэнергетичных континентальных условий с часто затопляемыми и субаэрально экспонируемыми субстратами, такими как поймы, прирусловые валы, реке косы меандрирующих и анастомозирующих рек, краевые части озер или приливных равнин. Необходимым условием ее развития является наличие грунтовых или поровых вод в почвенном слое.

На территории Западной Сибири ихнофация *Scoyenia* установлена впервые в 2010 г. (Барабошкин, 2011а, б) и выявлена в отложениях черкашинской свиты (пласты АС, верхний

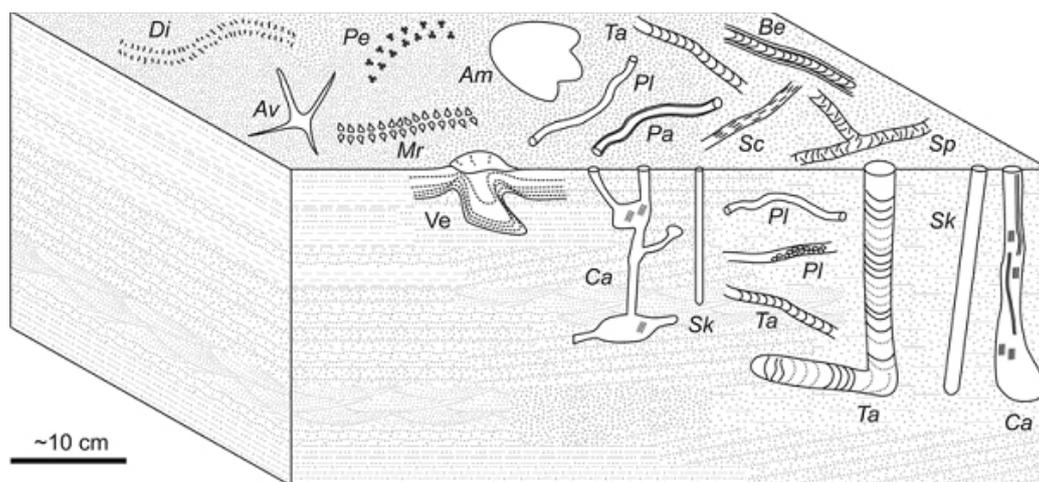


Рис. 1. Типичные представители ихнофации Scoyenia: отпечатки птичьих лапок: Av, *Avipeda*. Следы тетрапод: Am, *Amblydactylus*. Дорожки членистоногих: Di, *Diplichnites*; Pe, *Paleohelcura*; Mr, *Merostomichnites*; Ve, следы позвоночных в разрезе. Горизонтальные норы верхнего яруса, предшествующие высыханию: Ta, *Taenidium*; Be, *Beaconites*; Pl, *Planolites*; Pa, *Palaeophycus*, возникшие после высыхания: Sc, *Scoyenia*; Sp, *Spongiomorpha*. Вертикальные норы нижнего яруса: Ta, *Taenidium*; Sk, *Skolithos*. 3D ветвящиеся норы: Ca, *Camborygma* (Knaust, Bromley, 2012)

готерив) на Западно-Салымском, Верхнесалымском и Вадельпском месторождениях; в пластах МХ8-9 (готерив-баррем) на Мессояхском месторождении, а также в пластах группы Б5 (киялинская свита, предположительно верхний валанжин) на Южно-Черемшанском месторождении. Она представлена ихнотаксонами *Taenidium*, *Scoyenia*, реже *Planolites*, *Skolithos*, *Palaeophycus*, *Thalassinoides*, а также многочисленными корневыми биотурбациями. Ихнофация выявлена в пределах обстановок дельтовой равнины и встречается в глинисто-алевритовых отложениях поймы, маршей, приливных отмелей, ? пондов; характерна для палеопочв. Типичной чертой глинисто-алевритовых отложений, содержащих биотурбации *Scoyenia*, является их зеленоватый оттенок. Он появляется вследствие процессов почвообразования (оглеения) в восстановительных условиях при высоком содержании органических веществ и повышенной влажности (Ковриго и др., 2000; Retallack, 2001).

Норы, составляющие основную часть биотурбаций, представлены несколькими типами, имеющими близкую морфологию, но различающиеся характером заполнения. По этой причине их можно отнести к различным ихнотаксонам (рис. 2).

Большая часть норок имеет диаметр около 1 см, различную глубину, наклон, пространственную конфигурацию и обратное (backfill) менисковое заполнение. Большая их часть относится к ихновиду *Taenidium bowni* (Smith et al., 2008) (фототаблица, фиг. 1, 2, 5, 6), продусерами которого могут являться роющие жуки: земляные щитники (Hemiptera, Cydnidae), нимфы цикад (Hemiptera, Cicadidae), реже жуки-жужелицы (Coleoptera, Carabidae) и пластинчатоусые жуки (Coleoptera, Scarabaeidae) (Smith et al., 2008). Данный ихновид первоначально был описан под родовым названием *Naktodemasis*, однако позже был отнесен к ихнороду *Taenidium* (Krapovickas et al., 2009). Изменение родового названия мотивируется тем, что *Naktodemasis* не имеет внутренней выстилки и единственное отличие от других *Taenidium* состоит в иной компоновке менисков, что является признаком ихновидов. Эта точка зрения разделяется рядом исследователей (Knaust, Bromley, 2012) и принимается мною. При внимательном рассмотрении наших образцов *Taenidium bowni* видно, что участки с хорошо выраженным менисковым заполнением сменяются участками без менисков (фототаблица, фиг. 1, верхняя часть), а стенка норы, обычно гладкая, может нести орнаментацию (фототаблица, фиг. 6) подобно *Scoyenia* (рис. 2). В случае горизонтального расположения норок с однородным заполнением они определялись как *Planolites* *isp.* (фототаблица, фиг. 3). В ряде случаев корни растений вторично проникают по данным биотурбациям, нарушая менисковую текстуру (фототаблица, фиг. 1). Несколько раз наблюдалась внутренняя глинистая выстилка нор, но она была неполной.

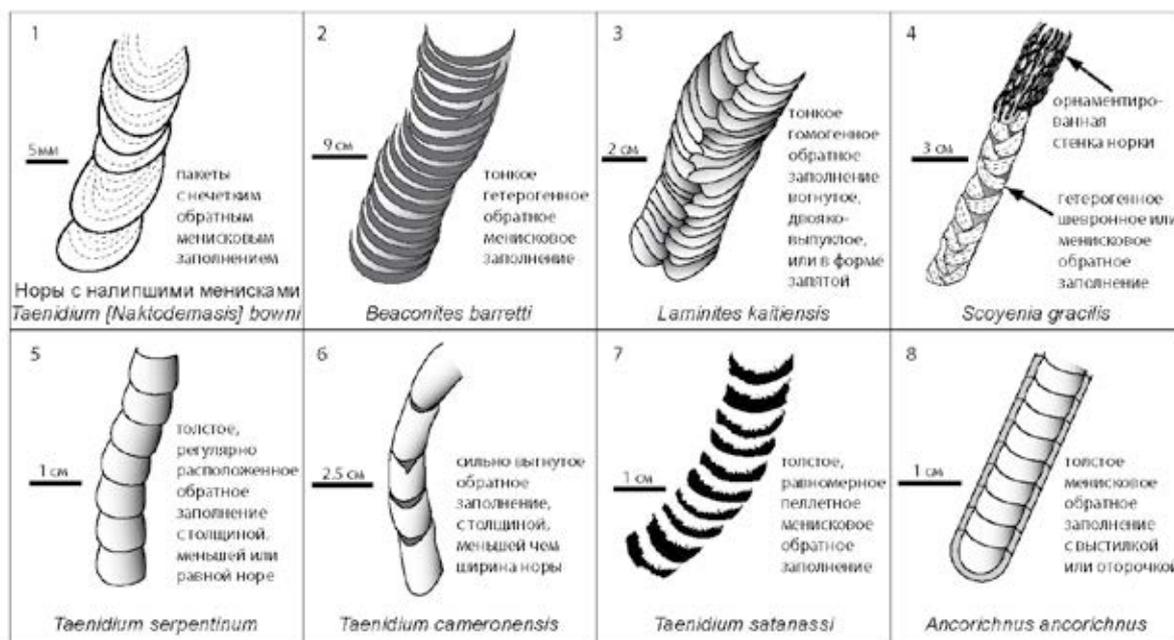


Рис. 2. Различные типы континентальных ихнофоссилий с обратным менисковым заполнением (Smith et al., 2008 с изменениями)

Второй тип норок по морфологии и размерам аналогичен *Taenidium boweni*, но имеет неясно-менисковое заполнение и несет следы орнаментации (фототаблица, фиг. 4). Норки могут быть как вертикальными, так и очень пологими, субпараллельными подошве (фототаблица, фиг. 3), что присуще *Scoyenia*. Данный тип норок определен как *Scoyenia gracilis* (White, 1929).

Третий тип норок частично или полностью заполнен пеллетами (фототаблица, фиг. 5), что более характерно для *Taenidium satanassi* (D'Alessandro, Bromley, 1987), но в отличие от последнего пеллетный материал не сгруппирован в мениски. Кроме того, видно, что пеллетное заполнение переходит в однородный беспеллетный материал. Такие норки определялись как *Taenidium* sp.

По всей видимости, все рассмотренные следы биотурбации принадлежат одним и тем же или близким организмам, но производились и заполнялись различным путем.

Автор благодарен компании Салым Петролеум Девелопмент за возможность сбора и публикации материалов. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 13-05-00745).

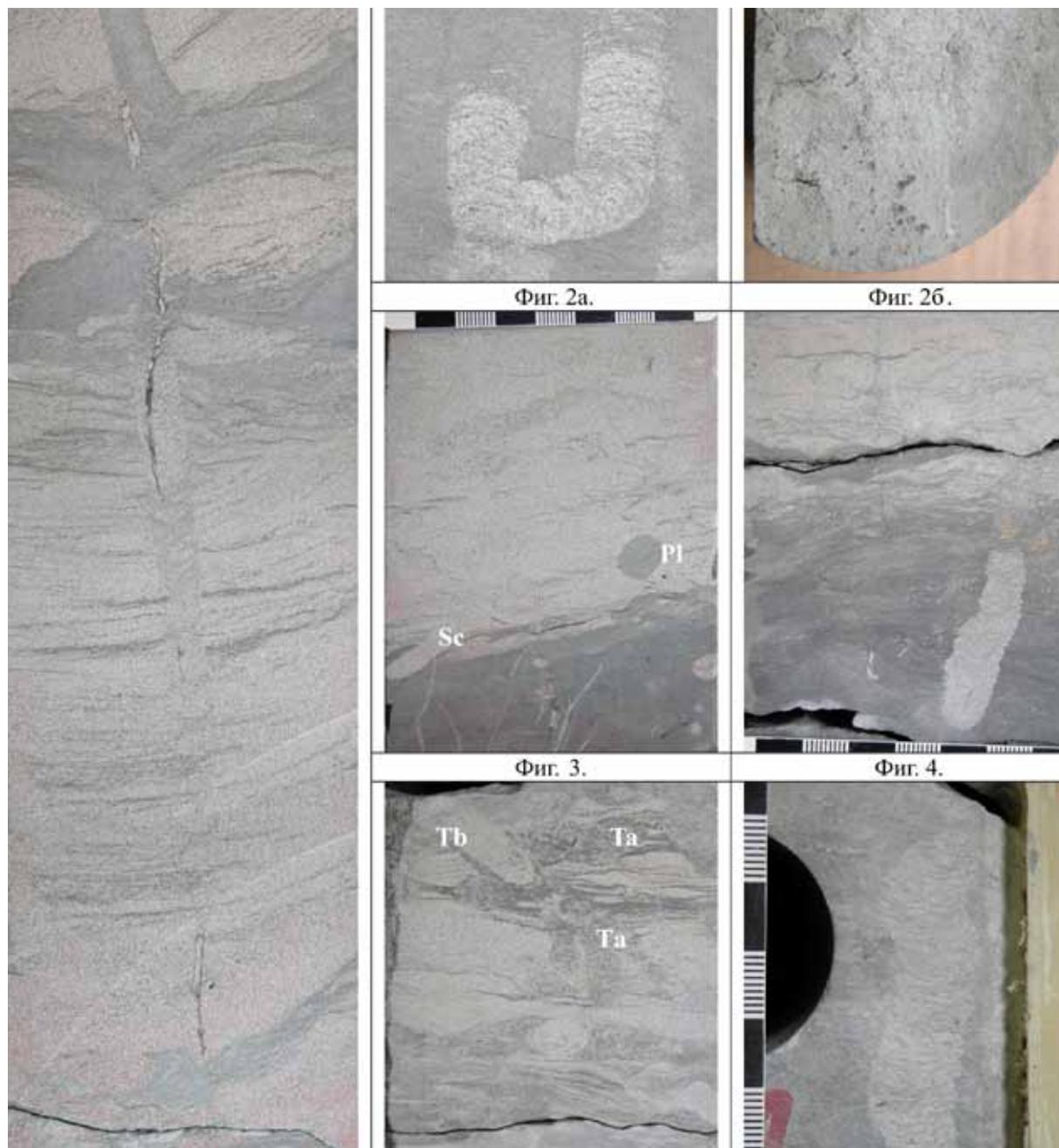
Литература

- Барбошкин Е.Ю. Ихнокомплексы флювиальной дельты (черкашинская свита, готерив-баррем) Салымского свода Западной Сибири // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Т. 1. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. С. 27–31.
- Ковриго В.П., Кауричев И.С., Бурлакова Л.М. Почвоведение с основами геологии. М.: Колос, 2000. 416 с.
- Buatois L.A., Mángano M.G. Trace fossil analysis of lacustrine facies and basins // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. Vol. 140. P. 367-382.
- Ekdale A.A., Bromley R.G., Loope D.B. Ichnofacies of an ancient erg: A climatically influenced trace fossil association in the Jurassic Navajo Sandstone, southern Utah, USA // Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects. 2007. P. 562–574.
- Frey R.W., Pemberton S.G., Fagerstrom J.A. Morphological, ethological and environmental significance of the ichnogenus *Scoyenia* and *Ancorichnus* // Journal of Paleontology. 1984. V. 58. № 2. P. 511–528.
- Genise J.F., Mángano M.G., Buatois L.A., Laza J., Verde M. Insect trace fossil associations in paleosols: The Coprinisphaera ichnofacies // Palaios. 2000. № 15. P. 33–48.
- Knaust D., Bromley R.G. (Eds.). Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments // Developments in Sedimentology. 2012. Vol. 64. 960 p.
- Krapovickas V., Ciccioli P.L., Mángano M.G., Marsicano C.A., Limarino C.O. Paleobiology and paleoecology of an arid-semiarid Miocene South American ichnofauna in anastomosed fluvial deposits // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2009. Vol. 284. № 3–4. P. 129–152.

Retallack G.J. Soils of the past. An introduction to paleopedology. Blackwell, 2001. 391 p.

Seilacher A. Bathymetry of trace fossils // Marine Geology. 1967. Vol. 5. № 5/6. P. 413–428.

Smith J.J., Hasiotis S.T., Kraus M.J., Woody D.T. Naktodemasis bowni: new ichnogenus and ichnospecies for Adhesive Meniscate Burrows (Amb), and paleoenvironmental implications, Paleogene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming // Journal of Paleontology. 2008. Vol. 82. № 2. P. 267–278.



Фототаблица.

Фиг. 1. *Taenidium bowni* и корневые биотурбации. Скв.101, гл.2351,45 м

Фиг. 2. *Taenidium bowni*: а — сбоку, б — сверху. Скв.101, гл. 2350,4 м

Фиг. 3. *Scoyenia gracilis* (Sc) и «*Planolites* isp.» (Pl). Скв.101, гл. 2351,45 м

Фиг. 4. *Scoyenia gracilis*. С боков видны следы от лапок. Присутствуют корневые биотурбации. В. Салымское м-е, скв. 390, гл. 2379,5 м

Фиг. 5. *Taenidium bowni* (Tb) и *Taenidium* isp. (Ta), заполненный пеллетами. Вадылыпское м-е, скв. 1049, гл. 2680,5 м

Фиг. 6. *Taenidium bowni*. С боков видны следы от лапок. Скв. SAV42, гл. 2350,75 м

Все образцы отобраны из черкашинской свиты, пласты АС: фиг. 1–4 — Верхне-Салымское м-е, фиг. 5–6 — Вадылыпское м-е. Керна принадлежит компании Салым Петролеум Девелопмент

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СОСТАВ ГАЗОВЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ ДОНЕЦКОГО УГОЛЬНОГО БАСЕЙНА В СВЕТЕ ГИПОТЕЗЫ ИЗНАЧАЛЬНО ГИДРИДНОЙ ЗЕМЛИ

А.А. Бардин, А.Н. Кришталь

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, bardin.alexandr@gmail.com

Исчерпание традиционной ресурсной базы углеводородов требует её восполнения из нетрадиционных источников (сланцевый газ, угольный метан и др.). Донецкий угольный бассейн располагает значительными запасами рассеянного метана. Однако низкая проницаемость угольных толщ, литофациальная, структурная и гидродинамическая изменчивость разреза требует применения современных технических средств и новых технологий, чтобы обеспечить приток газа на уровне приемлемых экономических показателей.

Основная научная задача — это прогноз таких нетрадиционных объектов, освоение которых возможно и целесообразно на современном уровне техники и технологии за счёт применения природных или искусственно созданных зон дренажа. Метод четырехмерного геолого-математического бассейнового моделирования, в котором четвертой координатой является геологическое время, позволяет реализовать разнообразные сценарии палеорекострукции эволюции бассейна осадконакопления. Однако данный эффективный инструмент исследования сам по себе не способен сформулировать новые поисковые критерии и осуществить прогноз локальных объектов в неизученных бурением интервалах глубин. Необходимы новые, конструктивные гипотезы на основе альтернативной парадигмы.

Рассмотрим проблему происхождения и состава газовых углеводородов Донецкого угольного бассейна в свете гипотезы В.Н. Ларина о изначально гидридной Земле (Ларин, 1980), а также на основе базового постулата энергетической геодинамики о том, что «геологический процесс возможен, если он энергетически обеспечен» (Бардин, 2011).

Несмотря на большое число фундаментальных исследований по угольной тематике, ряд теоретических вопросов, связанных с взаимодействием осадочного углистого вещества и эманаций глубинных флюидов, пока ещё не имеет однозначного научного решения. К таковым относится вопрос регионального и зонального соотношения объёмов глубинных флюидов, которые в масштабе геологического времени «профильтровывались» сквозь угольные толщ, объёмов газа, продуцированного в ходе катагенеза углей, а также объёмов газа, сорбированного углем и «оставшего» в поровом пространстве углеводородных пород.

Если активный подток глубинного метана в зонах погружения осадочных пород продолжается и сегодня, в масштабе исторического времени, то рассмотрение дорогостоящих инженерных проектов по его улавливанию, аккумуляции и промышленному применению является целесообразным, поскольку однажды созданная ловушка углеводородов будет работать на протяжении тысячелетий. Если же угольный метан сингенетичен углестому веществу и объём его продуцирования конечен, то проекты на создание искусственных ловушек углеводородов из отработанных угольных шахт являются малоперспективными.

Не менее важным является вопрос палеорекострукция геохимических процессов, приведших к объективно наблюдаемому химическому составу пород и флюидов, который является основой зонального и локального прогноза интенсивности газовых эманаций. Выяснение механизма «катастрофических» по объёму притоков газа в шахтное пространство является необходимым для обоснования технологии и объёмов затрат на дегазацию угольных толщ. В одних случаях достаточным является бурение сети недорогих неглубоких скважин для непосредственной дегазации и микрокапиллярного увлажнения угольного пласта. В других случаях необходимо бурение глубоких дорогостоящих скважин в зоны субвертикальных разломов и обширный гидроразрыв пород для «перехвата» потоков глубинного метана существенно ниже уровня шахтных горизонтов.

Таким образом, чисто теоретические исследования о происхождении, химическом составе, термобарических условиях и интенсивности притока газовых углеводородов являются крайне

важными для безопасной разработки угольных пластов шахтным способом. Следующей целью является добыча попутного газообразного топлива. Неудовлетворительные коллекторские свойства, малая толщина пластов и необходимость утилизации попутной воды ведут к тому, что себестоимость добычи угольного метана выше себестоимости метана газовых месторождений. Однако ситуация на рынке энергоносителей может измениться и крупные инженерные проекты потребуют своего надёжного геолого-экономического обоснования.

Автором предпринята попытка истолковать результаты локальных геологических исследований в Донецком регионе как следствие общепланетарных геодинамических процессов, вероятной энергетической основой которых является дегидратация ядра Земли и пульсационные эманации ювенильного водорода (Бардин, 2001). Гипотетический механизм генерации ювенильного водорода на границе ядро-мантия основан на инженерных исследованиях (Алефельд, 1981) и математических расчётах, оформленных в виде интеллектуальной собственности (Бардин, Бардина, 2003). Доказано, что энергии, выделяющейся при образовании атомарного, а затем молекулярного водорода, а также при его взаимодействии с мантийным субстратом, достаточно, чтобы обеспечить ею все процессы тектонической эволюции планетарного тела Земли, включая вулканизм, спрединг, субдукцию, орогенез (Бардин, 2003). Обосновано, что через 30–50 млн лет Земля войдёт в лунную фазу развития. На основании гипотезы образования ювенильного водорода из «протонного газа» внешнего ядра и электронов, образуемых в ионосфере и транспортируемых сквозь тропосферу молниями, получает своё объяснение процесс пульсационного «разбухания» Земли и электрический ротор, вращающий Землю энергией Солнечного ветра (Бардин, 2005). Гидридный механизм образования силанов и их последующей трансформации в силикаты позволяет объяснить жильный характер гидроразрыва гранитных толщ и обогащение кремнием Земной коры, а также истолковать кимберлитовый вулканизм как процесс кумулятивной перфорации платформенных экранов (Бардин, Бардина, 2006). Получает также своё логическое объяснение цикличность вулканических процессов крупных геологических периодов, связанных с периодическим энергетическим насыщением космоса при прецессии Солнечной системы в галактическом пространстве (Куликович и др., 2006).

Ещё В.И. Вернадский, рассматривая геохимическое единство мира, отметил, что основная масса геологического вещества Земли инертна, выдвинул идею об энергетическом взаимодействии между Землей и Космосом и сформулировал предпосылку о массовом наличии растворов водорода в металлах ядра Земли (Вернадский, 1960). Гипотеза об образовании ювенильного водорода за счёт уменьшения диаметра протонного насыщения железоникелевого ядра и увеличение диаметра Земли при примерно постоянной массе позволяет свести тепловую активность к узким швам зон спрединга и «горячим точкам» вулканов, а также рассмотреть версию о изначально холодном ядре Земли. Не исключено, что вулканы являются «тепловыми клапанами» земной коры, а их корни простираются до «зоны глобального тепловыделения — астеносферы». Локальная «продувка» астеносферы ювенильным водородом является первопричиной выноса огромного количества атомов во флюидной (вулканогенной) фазе (гидроксилгидрид, аммиак, сероводород и т.п.) и формирования протяжённого прогиба в земной коре (Днепровско-Донецкая, Прикаспийская впадины и т.п.).

Эксперименты по продувке металла водородом показывают, что содержание углерода снижается с 0,015 % до 0,002–0,004 % (Смитлз, 1980). Таким образом, водород — это эффективный реагент, обеспечивающий экстракцию углерода в мантийном субстрате и его перемещение. Взаимодействие водорода с кремнием, серой, хлором, азотом, кислородом и др. порождает подвижные флюиды — участники вулканических извержений. В результате земная кора обогащена кремнием и кислородом, воды океанов — хлоридами, атмосфера — азотом и кислородом, ионизированный водород рассеивается в экзосфере, а потеря массы компенсируется метеорным веществом.

Водород является весьма эффективным теплоносителем. Так, теплоёмкость молекулярного водорода (H_2) при 298,15°K составляет $14,46 \cdot 10^3$ Дж/(кг·K), атомарного водорода (H) — $20,82 \cdot 10^3$ Дж/(кг·K). Поскольку скорость диффузии водорода падает по экспоненциальному закону с падением температуры, а также снижается при снижении давления, пульсационно

выделившаяся масса ювенильного водорода затормаживается при продвижении по разлому субмантийного заложения, осуществляет зональный разогрев, образует магму, активизирует спрединг, лавовый вулканизм. Пульсационный прирост объёма Земли в зонах расклинивания земной коры спредингом ведёт к тому, что горизонтальная составляющая горного давления растёт быстрее вертикальной, что возможно и является геологическим барьером по глубине возможного углубления сверхглубоких скважин.

По результатам сейсмических исследований и бурения скважин толщина осадочного чехла в зоне угольного Донбаса достигает 25–30 км и уменьшается по оси Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) до глубин 5–10 км, вплоть до «пережима» Черниговско-Брагинского выступа и перехода в Припятьскую впадину Белоруссии. Весьма условно данную комбинацию из пластов-коллекторов, пластов-покрышек и угольных толщ можно рассматривать как наклонно расположенную сверхгигантскую ректификационную колонну, носителем вещества в которой по восстанию пластов является ювенильный водород (вернее, его продуцент — глубинный метан), а реакционной камерой (котлом) — погруженные углистые толщи Донбасса. Поскольку конфигурация этой «ректификационной колонны» многократно перестраивалась в ходе региональных размывов (Бардин, Вакарчук, 2002), остаточные запасы нефти и газа в ДДВ составляют доли процента от общей произведенной массы углеводородов.

Вероятно, что на протяжении всей геологической истории Складчатого Донбасса и всего Днепровско-Донецкого грабена (ДДГ) его угленосная толща играла роль многоступенчатого угольного фильтра, в котором происходили сложные геохимические процессы средне-температурной пиролизной конверсии. В результате инъекций глубинных флюидов, осложнённых магматическими процессами, осуществлялся высокотемпературный крекинг и образовывались нефтеподобные углеводородные композиции. Подтверждением этого является наличие в разрезе пирокластических и эффузивных пород, а также практически бесконечное разнообразие химического состава угля, газа и нефти.

Рассматривая ловушки углеводородов как «гидростатические тупики» (Бардин и др., 2006) мы уходим от необходимости их классификации и можем рассмотреть как природные аналоги «тарелок ректификационной колонны». В результате получает своё объяснение тот факт, что по оси впадины в зоне повышенных температур преимущественно фракционируются газовые и газоконденсатные месторождения (Щебелинское, Яблуновское и т.п.). В обрамлении оси впадины, в зоне понижения температуры и минерализации пластовой воды, вязкость газорастворённых углеводородов повышается, в «гидростатических тупиках» на «ложных покрышках» происходит «высаливание» (молекулярная фильтрация) тяжёлых углеводородов, образуются нефтяные месторождения (Гнединцевское, Малодевицкое и т.п.).

Анализ остаточной газовой составляющей, выполненный почти для 700 образцов шахтного угля, отобранного в Центральном и Донецко-Макеевском районах Донбасса, показал, что в газовой смеси кроме метана присутствуют углеводороды с углеродным числом от C_2 до C_{10} . В отдельных пробах выявлены ненасыщенные углеводороды, такие как бутилен, этилен, пропилен и ацетилен. Установлено, что в приразломной части блоков в газовой составляющей присутствуют углеводороды от C_2 до C_5 , а также C_nH_{2n} и C_nH_{2n-2} . По мере отдаления от зоны разлома на расстояние 150–200 м в угольных газах отсутствуют C_nH_{2n-2} , а еще дальше исчезают C_nH_{2n} и последовательно C_5 , C_4 и C_3 . Это свидетельствует о том, что в составе газов, сорбированных в угольных пластах, находятся углеводороды, которые могли синтезироваться только в термобарических условиях больших глубин. Так, для синтеза молекул ненасыщенных углеводородов нужны температуры порядка 700°C, что соответствует глубине около 23 км. Образование ацетилена возможно при дегидрировании двух молекул метана при температуре свыше 1400°C, что соответствует теоретической глубине более 45 км, т.е. глубже фундамента ДДГ (Кононов и др., 1977).

Газоаналитические исследования показали, что кроме ароматических углеводородов в угле присутствуют и циклические углеводороды. В восточной части куполовидной структуры, прилегающей к Ветковского надвигу на участке конвейерного штрека 16-й западной лавы пласта m_3 шахты им. А.Ф. Засядько, в газовой составляющей проб верхней пачки угольного пласта был обнаружен бензол (в среднем 0,1–0,2 %, максимум 0,4 %). Во всех пробах, отобранных в зоне

геологического нарушения, выявлены бензол и ацетилен, что можно объяснить преобразованием ацетилена в бензол на активной поверхности угольных пор при температуре порядка 400°C, что соответствует глубине более 13,0 км (Радзівілл, 2001).

В качестве косвенного доказательства эманаций мантийного метана служит тот факт, что за период с 1999 по 2007 гг. на шахте им. А.Ф. Засядько, расположенной в пределах Веткивской структуры, на южном крыле Кальмиус-Торецкой котловины, произошло шесть выбросов метана, которые унесли жизни 296 человек. Наиболее вероятной первопричиной взрывов является подток глубинных углеводородов по естественным каналам дизъюнктивных нарушений, устранить которые вентиляцией шахтного пространства попросту невозможно.

Таким образом, качественный состав газовых углеводородов Донецкого угольного бассейна свидетельствует о вполне возможном их смешанном происхождении. Это прежде всего сорбированный углем метан, образующийся при среднетемпературном пиролизе углистого вещества, объём которого можно оценить по лабораторным данным. Следующая составляющая — это метан, синтезированный на больших глубинах и продвигающийся к дневной поверхности по сети листрических разломов. Объём его можно оценить через коэффициент улавливания метана в месторождениях с учётом метана в сланцах и аргиллитах.

Полученные выводы свидетельствуют о перспективности применения гипотезы В.Н. Ларина о изначально гидридной Земле в зоне Донецкого угольного бассейна для 4D моделирования и прогноза геологической обстановки в интервалах разреза, не изученных глубоким бурением. В ходе рассмотрения дополнительно подтверждена роль ювенильного водорода в планетарном цикле углерода, теплопереносе и обеспечении энергетики планетарных геодинамических процессов, а также в формировании флюидных масс. Только они могут самостоятельно перемещаться в инертном, структурно-жестком веществе Земли.

Литература

Алефельд Г., Фелькль И. Водород в металлах. Том 1: Основные свойства. Том 2: Прикладные аспекты. В 2-х томах. М.: Мир, 1981. 912 с.

Бардин А.А., Бардина Е.А. Энергетические аспекты геодинамики // Сборник докладов IX Международной конференции «Крым-2011. Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа». Симферополь, 2011. С. 166–176.

Бардин А.А. Гипотетическая оценка запасов ювенильного водорода в ядре Земли // Тр. V междунар. конф. «Проблемы геодинамики и нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона». Гурзуф, 2003. С. 27–38.

Бардин А.А. Гипотетический вариант процесса образования глубинного водорода // Тр. междунар. науч.-практ. конф. «Генезис нефти и газа и формирование их месторождений как научная основа прогнозов и поисков новых скоплений». Чернигов, 2001. С. 40–41.

Бардин А.А. О распределении момента инерции между Солнцем и планетами // Тезисы докладов на VI Междунар. конф. «Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморо-Каспийского региона», пгт. Гурзуф, 12–16 сентября 2005 г. С. 205–206.

Бардін О.О., Бардіна О.О. Допоміжний критерій промислової алмазоносності кімберлітів, на основі гіпотези про гідридну енергетику кумулятивних трубок вибуху // Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання: Тр. Київського національного університету ім. Т.Г. Шевченка. К.: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2006. С. 201–206.

Бардін О.О., Бардіна О.О. Науковий твір «Оцінка запасів ювенильного водню у ядрі Землі, обґрунтування механізму його акумуляції на етапі акреції, механізму міграції на етапі нафтогазоутворення і технології видобутку». 18 с.

Бардин А.А., Вакарчук Г.И. К вопросу о взаимном соотношении стратиграфических и литолого-стратиграфических границ при расчленении геологического разреза // Геоинформатика 2002. № 2. С. 86–90.

Бардин А.А., Фенота П.А., Лобасов А.П. Опыт прогнозирования зон вероятного развития стратиграфических ловушек // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. 2006. С. 41–46.

Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 4, кн. 2. 1960. 652 с.

Кононов Н.Ф., Островский С.А., Устилюк Л.Ф. Новая технология некоторых синтезов на основе ацетилена. М.: Недра, 1977. 171 с.

Кулиничков А. Е., Якимчук Н. А., Татарина Е. А. Космические источники энергии тектоорогении // Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви та науково-практичне використання. К.: Вид-во Київ. ун-ту, 2006. С. 219–225.

- Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.
Радзівілл А.Я. До прогнозу зміни метаноносності вугленосних відкладів Складчастого Донбасу з глибиною. Наук. праці Ін-ту фундаментальних досліджень. Київ: Знання, 2001. С. 105–110.
Смитлз К.Дж. Металлы. М.: Металлургия, 1980. 446 с.

ИНВЕРСИОННАЯ МОДЕЛЬ ЦИКЛОГЕНЕЗА В КАТЕГОРИЯХ СЕКВЕНТНОЙ СТРАТИГРАФИИ

А.Л. Бейзель

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
beiselal@ipgg.sbras.ru*

В настоящей работе рассматривается соотношение разработанной автором инверсионной модели циклогенеза и секвентной стратиграфии (СС). Последняя занимает абсолютно господствующее положение в мировой геологической литературе. В 20 веке была вера в то, что концепция глобальных эвстатических колебаний приведет к всеобщей генерализации и унификации и обеспечит всемирную корреляцию эрозионных поверхностей. На деле этого не произошло, и СС стала не столько инструментом стратиграфии, сколько седиментологической моделью интерпретации разрезов, средством восстановления палеогеографии и вообще бассейнового анализа. Несмотря на три десятилетия активного развития и совершенствования, в СС сохраняются определенные противоречия, которые вызывают сдержанное отношение к ней со стороны многих специалистов, в особенности отечественных. Это наглядно показывают материалы специального семинара в ГИН РАН, опубликованные в Бюллетене МОИП (Гладенков, 2009; Дронов, 2009 и др.).

В основе СС лежат представления о колебаниях уровня моря как первопричине циклогенеза. При всем разнообразии точек зрения этот пункт, по-видимому, никем не подвергается сомнению. «Колебательный» подход заставляет выделять границы отдельно для ветви падения и подъема уровня моря, а системные тракты — для высокого и низкого стояния уровня моря и т.д. Все они по определению разделены промежутками времени, что порождает проблему их идентификации в разрезах, выяснения пространственных и временных соотношений.

Этот подход трудно приложим для асимметричных циклов, которые преобладают в разрезах как морских, так и континентальных отложений. Мы постоянно сталкиваемся с тем, что последовательность границ и системных трактов нарушается. В целом можно констатировать, что при анализе конкретных бассейнов выделяются отдельные границы и системные тракты, но общая идеализированная последовательность, как она показана в сводных диаграммах секвентных стратиграфических схем, нигде не выдерживается.

Трудности СС проистекают уже из определения основного понятия — сиквенса. Последний в наиболее общем случае представляет собой генетически связанную последовательность осадочных пород, ограниченных поверхностями несогласий или соответствующими им согласными границами. Сразу возникает вопрос — какие согласные границы во внутренних частях бассейна отвечают несогласиям, выраженным на его окраинах? Иначе этот вопрос можно сформулировать следующим образом. Изначально СС возникла на основе сейсмической стратиграфии, в которой сейсмогеологические комплексы и выделяемые на их основе сиквенсы отделяются друг от друга резкими сдвигами (shifts — шифтами) в береговом налегании отражающих поверхностей. Шифты по определению выделяются на периферии осадочного чехла. Что в этом случае является аналогом шифтов во внутренних частях бассейнов? Способ решения этой проблемы является ключевым в определении разновидностей секвентной стратиграфии. Свое решение предлагает и авторская инверсионная модель.

В настоящее время выделяется четыре основных типа сиквенсов и соответствующих секвентных моделей: (1–2) осадочные сиквенсы (depositional sequence) секвентной модели Эксон, подразделяемые на два типа (I и II) по характеру секвентных границ (Vail et al., 1984; Van Wagoner et al., 1988); (3) генетический стратиграфический сиквенс (genetic stratigraphic sequence)

У. Галловея (Galloway, 1989) и (4) трансгрессивно-регрессивный сиквенс (T-R sequence) А. Эмбри (Embry, 2002). Первые два основаны на сейсмогеологическом подходе и, образно говоря, идут от краев бассейна к его центру, а остальные разработаны на основе анализа литологических разрезов и в своих приложениях направлены от «центра к краям».

Осадочные сиквенсы концепции Эксон — это своего рода «исходные» понятия, которые вообще положили начало секвентной стратиграфии. Они возникли в рамках сейсмической стратиграфии и в имеют в своей основе сейсмогеологические комплексы. Два типа сиквенсов выделяются по характеру секвентных границ: границы I типа фиксируют субэральные несогласия с врезанием речных долин в ложе бассейна, а II типа — то же без врезания. В новейших интерпретациях эти типы определяются иначе: I тип связан с началом врезания, а II — с его окончанием (Catuneanu, 2002). Следует отметить, что понятийно-терминологическая база «классической» секвентной стратиграфии, которая не отличалась простотой изначально, к настоящему времени чрезвычайно усложнена, и разобраться в ней без специальной подготовки невозможно.

Генетический стратиграфический сиквенс У. Галловея основан на изучении морских разрезов и представляет собой, по сути, типичный рециклит, начинающийся с глин и заканчивающийся песчаными толщами. В качестве границы сиквенсов здесь принимается поверхность максимального затопления «классической» секвентной стратиграфии, т.е. поверхность, залегающая между трансгрессивным системным трактом и трактом высокого стояния. Она относительно легко определяется в разрезах, керне и по каротажным диаграммам скважин, особенно в случае отсутствия трансгрессивной пачки. Галловой указывает, что существует большое сходство между генетическим стратиграфическим сиквенсом и осадочным сиквенсом, выделенным и описанным в работах (Vail et al., 1984; Van Wagoner et al., 1987). При этом генетический стратиграфический сиквенс наиболее сходен с набором парасиквенсов (parasequence set) указанных авторов. Последнее положение в конечном счете полностью проясняет ситуацию. Надо помнить, однако, что парасиквенс концепции Эксон — это как бы «ненастоящий» сиквенс — у него другие границы, которые как раз и являются границами генетических сиквенсов по Галловею. Все это делает генетические сиквенсы максимально удобными для работы, однако возникает симметричная проблема — чему эти границы соответствуют на периферии чехла и как они соотносятся с шифтами? У. Галловой оставил эту проблему за рамками своей модели.

Трансгрессивно-регрессивная секвентная стратиграфия А. Эмбри, напротив, прямо нацелена на решение основной задачи. Этот исследователь считает, что субэральные несогласия модели Эксон (т.е. сейсмогеологические шифты) отвечают поверхности максимальной регрессии во внутренней части бассейнов. Строение и состав трансгрессивно-регрессивного сиквенса логически следуют из его названия. В этом плане модель Эмбри наиболее близка к традиционному геологическому подходу, который сформировался задолго до появления секвентной стратиграфии. Следует заметить, что П. Вэйл и его соавторы всячески «открещивались» от трансгрессий и регрессий, считая их результирующими категориями, образующимися в результате совместного действия эвстатических колебаний уровня моря, тектоники и поступления осадков. Иначе говоря, они имеют чисто локальное значение.

По поводу модели Эмбри можно привести следующие возражения. Во-первых, максимальная регрессия, т.е. момент наибольшей проградации береговых фаций внутри бассейна, во многих случаях не образует поверхности. В лучшем случае здесь имеет место подошва рециклита низшего порядка (парасиквенса). Во-вторых, смена проградационного тренда на трансгрессивный может быть диахронна в пределах одного бассейна. Это можно показать на примере васюганской свиты Западной Сибири. На юго-востоке региона максимум проградации песчаных пластов приходится на пласт Ю₁³, а на северо-востоке (скважина ТСГ-6) — на Ю₁¹. Максимум проградации зависит от баланса материала в береговой зоне — соотношения поступления осадков с их распределением по бассейну.

В основу разработанной автором инверсионной модели циклогенеза (Бейзель, 2003, 2006, 2009; Бейзель, Алифинов, 2013) положен совершенно другой физический механизм, нежели синусоидальные колебания уровня моря. Это дискретные перестройки структурного плана

земной поверхности и морского дна, вызванные быстрыми тектоническими движениями. Они обуславливают возникновение единых границ осадочных циклов от краевых до внутренних частей бассейнов. В континентальных фациях это субаэральные несогласия, сейсмогеологические шифты, геоморфологические поверхности выравнивания и пр., а во внутренней области — подошвы регионально выдержанных морских глинистых толщ. Последние в категориях секвентной стратиграфии могут представлять трансгрессивные поверхности, поверхности максимального затопления, конденсированные разрезы, поверхности подошвенного налегания и т.д. — в зависимости от ситуации.

Из перечисленных выше четырех разновидностей секвентной стратиграфии инверсионная модель наиболее близка к генетической стратиграфии У. Галлоуея. Последняя, по сути, составляет примерно половину инверсионной модели, ее бассейновую часть. Осадочный цикл по Галлоуею представляет собой проградационно-трансгрессивную последовательность, ограниченную поверхностями несогласий. Трансгрессия в этом ряду может и отсутствовать. Важно, что она в пределах цикла является финальным элементом, а не начальным, как это представлено в модели А. Эмбри и в рамках традиционного трансгрессивно-регрессивного подхода.

Хорошим примером приложения инверсионной модели является васюганский горизонт Западной Сибири (келловей-оксфорд). Его адекватная сиквенс-стратиграфическая интерпретация до сих пор никем не разработана, и причины этого не в последнюю очередь связаны с особенностями самой СС. В этом деле трудности возникают с первых шагов. Например: подошва горизонта — это граница сиквенсов или трансгрессивная поверхность? В литературе есть оба варианта. Если принять ее за трансгрессивную поверхность (что интуитивно более вероятно, поскольку в регионе имела место келловей-верхнеюрская региональная трансгрессия), то где от нее граница сиквенсов? То же самое для верхней границы — подошвы георгиевского горизонта. Да и в целом келловей и верхняя юра Западной Сибири, несмотря на колоссальный объем геологической информации, слабо поддаются секвентно-стратиграфической интерпретации (Бейзель и др., 2007). В свете изложенного можно говорить о том, что подошва васюганского горизонта — это типичная сиквенсовая граница по У. Галлоуею, а не по классической модели Эксон.

Таким образом, сравнивая отмеченные выше модели секвентной стратиграфии, можно считать, что инверсионная модель расширяет действие генетической стратиграфии У. Галлоуея на континент и создает широкое представление о циклогенезе в пределах не только осадочного бассейна, но и осадочной системы в целом с включением источников денудации и сноса. Кроме того, она изменяет представления об исходном колебательном механизме циклогенеза: вместо синусоидальных колебаний уровня моря постулируются эпизодическая тектоника — воздымания в областях сноса и сопряженные с ними погружения в смежных областях аккумуляции.

Литература

Бейзель А.Л. Роль берега как барьерной зоны при формировании осадочной цикличности // Вестник Томского гос. университета, Серия «Науки о Земле». 2003. № 3 (1). С. 36–38.

Бейзель А.Л. Изменения интенсивности сноса осадков — основной фактор образования осадочных комплексов (на материале юры Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 5–6. С. 34–44.

Бейзель А.Л. Аналогии континентальных поверхностей выравнивания в морских разрезах (на примере юры Западной Сибири) // Литосфера. 2009. № 1. С. 103–108.

Бейзель А.Л., Алифиров А.С. О возможности выделения аналогов васюганского, георгиевского и частично баженовского горизонтов Западной Сибири в стратотипических разрезах келловейского, оксфордского и кимериджского ярусов Южной Англии // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 322, № 1. С. 100–104.

Бейзель А.Л., Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Бурлева О.В. Основные черты импульсной модели формирования васюганского горизонта Западной Сибири // Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: изд-во УГГУ, 2007. Вып. I (17). С. 93–104.

Гладенков Ю.Б. Секвенс-стратиграфия: проблемы и недоговоренности. Положение секвенс-стратиграфии в стратиграфии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 4. С. 97–100.

Дронов А.В. Философия секвентной стратиграфии // Бюл. МОИП, Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 4. С. 103–108.

Catuneanu O. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam. 2006. 375 p.

Embry A. Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy // Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions. 2002. V. 52. P. 151–172.

Galloway W.E. Genetic stratigraphic Sequences in Basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 73, 1989. P. 125–142.

Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol J. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions // Sea level changes: an integrated approach. 1988. SEPM Special Publication 42. P. 39–46.

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ РУДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ ЖЕЗКАЗГАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИПА МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ

А.А. Бекботаева, А.Б. Байбатша, А.Т. Бекботаев

Казахский национальный технический университет имени К.И. Сатпаева, Алматы,
a.bekbotaeva@mail.ru

В районе Жезказганского месторождения широко развиты каменноугольные отложения среднего и верхнего отделов, представленные меденосной жезказганской серией. Жезказганская серия подразделена на таскудукскую (нижнюю рудоносную) и жезказганскую (верхнюю рудоносную) свиты. Разрез рудоносной толщи в пределах Жезказганского месторождения изучен академиком К.И. Сатпаевым (Сатпаев, 1935). Стратиграфическая колонка рудоносной толщи, составленная по материалам непрерывного изучения района геологами Жезказганской ГРЭ (1988), приведена на рисунке 1. Она служит типовым разрезом для всех месторождений района.

Нижняя рудоносная свита включает таскудукский (C_2ts), златоустовский (C_2zl) и покровский (C_2pk) горизонты, верхняя — раймундовский (C_2rm), крестовский (C_2kr) и петровский (C_2pt) (Есенов и др., 1975).

Рудоносные свиты представлены однообразной по строению толщей чередующихся терригенных и глинистых пород (рис. 2).

Средний отдел. Таскудукская (нижняя рудоносная) свита. Породы, участвующие в строении нижней рудоносной свиты, вниз по разрезу постепенно переходят в литологически сходные с ними верхнебелеутинские слои. Нижняя граница свиты проводится по появлению красноцветных аргиллитов, алевролитов, реже сероцветных песчаников с буроватым оттенком. В основном граница совпадает с кровлей мощного пласта зеленовато-серых песчаников, венчающих разрез верхнебелеутинских слоев.

Таскудукская свита (C_2ts) состоит из 16 слоев красноцветных и сероцветных пород, образующих три рудоносных горизонта.

Рудоносный горизонт № 1 (таскудукский) объединяет четыре слоя серых, зеленовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников и четыре слоя красных алевролитов и аргиллитов. Мощность слоев изменчива. Слои обычно выдержаны в пределах каждого месторождения. Мощность таскудукского горизонта изменяется в очень широких пределах от 260 до 40 м (в районе Жезказганского месторождения 140 м).

В средней части свиты выделяется рудоносный горизонт № 2 (златоустовский), который включает от 2 до 5 слоев серых песчаников мощностью от 10 до 40 м. Оруденение локализуется во всех слоях серых песчаников, которые перемежаются слоями красных алевролитов и аргиллитов. Мощность златоустовского горизонта изменяется в широких пределах от 150 до 30 м (80 м).

В рудоносном горизонте № 3 (покровский) оруденелыми являются три пласта серых песчаников. Покровский горизонт венчает разрез нижней рудоносной свиты и является наиболее четко ограниченным горизонтом в разрезе продуктивных толщ. В разрезах покровского

система	свита	рудноносный горизонт			Название участков и индекс залежей							
		номер, назв.	мощность, м		Акчий-Славский (АС)	Златоуст (ЗП)	Покро-Север (ПС)	Покро-юго-запад (ПЮЗ)	Крестовый (КР)	Анненский (АН)		
Пермская	Кенгирская P ₁₋₂ кл		1200									
	Жиделисая P _{1zd}		400									
Карбоновая	Джезказганская-C ₃ dž	№10 переходн.	60		10-I							
		№9 Анненский	75		9-IV 9-II,-III 9-I		9-IV 9-II,-III 9-I	9-IV 9-II,-III 9-I	9-IV 9-II,-III 9-I	9-IV 9-II,-III 9-I		
		№8 Акчий	45		8-II 8-I		8-I 8-I	8-II 8-I	8-II 8-I	8-II 8-I	8-II 8-I	
		№7 крестовый	65		7-II 7-I		7-I 7-I	7-III 7-II 7-I	7-III 7-II 7-I	7-III 7-II 7-I	7-III 7-II 7-I	
		№6 верхний раймунд	65		6-III 6-II		6-I 6-I	6-III 6-II 6-I	6-II 6-I 6-I	6-II 6-I 6-I	6-II 6-I 6-I	
		№5 средний раймунд	60									
		№4 нижн. раймунд	40				4-I,II 4-I,II	4-I,II 4-I,II	4-I,II 4-I,II	4-I 4-I	4-I,II 4-I,II	
		№3 Покровский	40				3-I,II,III 3-I,II,III			3-I,II,III 3-I,II,III	3-I,II 3-I,II	
		№2 Златоуст	80				2-IV,V 2-III 2-I,II	2-IV,V 2-III 2-II		2-IV 2-III 2-I	2-IV,V 2-III 2-I,II	
		№1 Таскудукский	140				1-I,II					1-I

Рис. 1. Стратиграфическая колонка Жезказганского месторождения: 1 — серые песчаники; 2 — красные аргиллиты и алевролиты; 3 — раймундовские конгломераты; 4 — мергели; 5 — рудные залежи

горизонта широко развиты серые и зеленовато-серые песчаники, полностью замещающие красно-бурые и серо-бурые разности. В отдельных участках появляются серые аргиллиты и алевролиты. В покровском горизонте установлено присутствие пепловых туфов кислого состава. Мощность покровского горизонта изменяется в широких пределах от 50 до 260 м (40 м).

Мощность таскудукской свиты 120–670 м.

Верхний отдел. Жезказганская (верхняя рудоносная) свита. Жезказганская свита (C₃dž) состоит из отдельных чередующихся в разрезе сероцветных слоев песчаников, алевролитов и аргиллитов, объединенных в семь рудоносных горизонтов. В основании свиты залегают повсеместно выдержанные раймундовские конгломераты, состоящие из хорошо окатанных галек пород окружающей территории.

Рудоносный горизонт № 4 (нижний раймунд) включает два слоя, один из которых представлен серыми песчаниками и 1–2-рудными телами, а другой — красными алевролитами и аргиллитами. Мощность 40 м.

Рудоносный горизонт № 5 (средний раймунд) объединяет шесть перемежающихся слоев сероцветных оруденелых и красноцветных безрудных пород. Для раймундовского горизонта

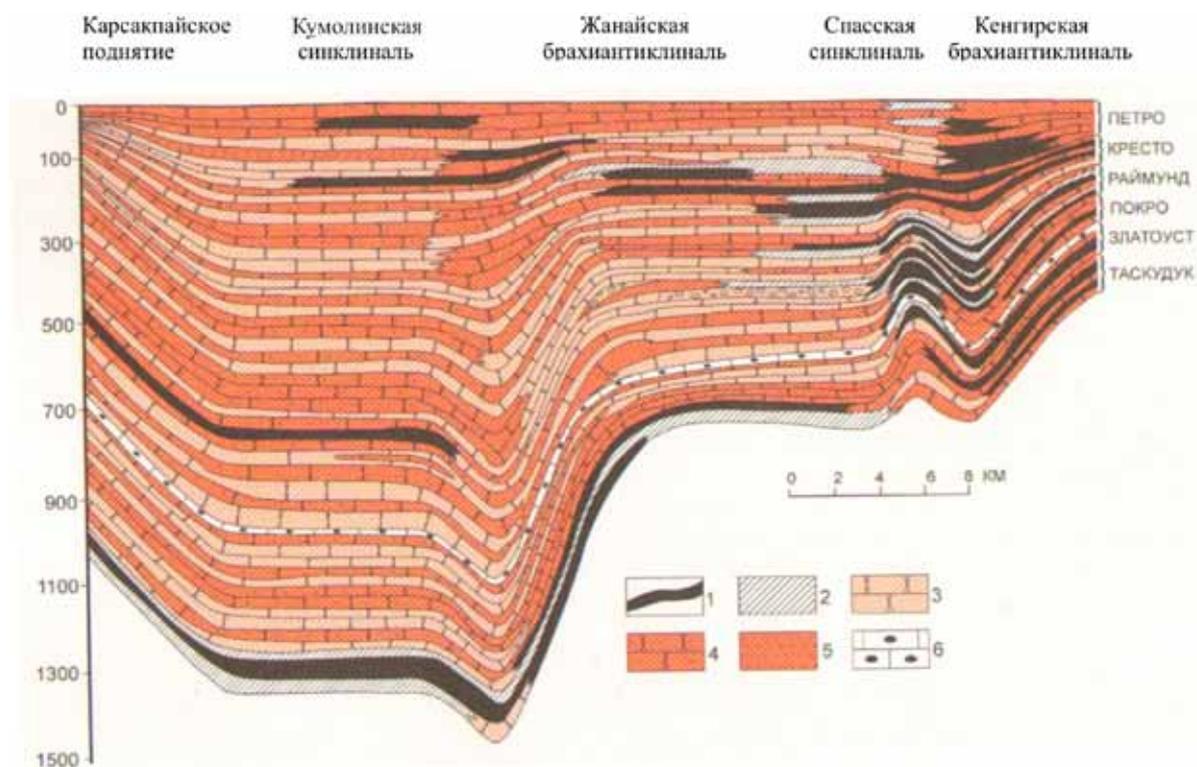


Рис. 2. Литофациальный профиль рудоносных свит вкост Кумолинской и Спасской синклиналей, Жанайской и Кенгирской антиклиналей (Беспает, Мирошниченко, 2004):

1–2 — сероцветные породы: 1 — песчаники, 2 — аргиллиты; 3–5 — красноцветные породы: 3 — пачки с преобладанием песчаников, 4 — пачки с преобладанием алевролитов и аргиллитов, 5 — аргиллиты и алевролиты; 6 — кремнеелые известняки

характерно присутствие в его разрезе прослоев и линз конгломератов различной мощности. Конгломераты встречены во всех пластах песчаников, количество прослоев изменчиво. Мощность пудинговых песчаников достигает 4 м. Цвет песчаников и конгломератовых прослоев зеленовато-серый и серый, местами имеет слабый буроватый оттенок. Мощность раймундовского горизонта изменяется в широких пределах от 75 до 325 м (60 м).

Рудоносный горизонт № 6 (верхний раймунд) представляет собой переслаивание шести слоев в трех пластах серых песчаников, в которых содержится промышленное оруденение. Нижний слой песчаника зеленовато-серого цвета, песчаник тонкозернистый, сменяется вверх по разрезу чередующимися сероцветными и красноцветными аргиллитами и алевролитами. В аргиллитах встречены бурые известковые конкреции размером до 10 см. Мощность горизонта до 100 м (65 м).

Рудоносный горизонт № 7 (Крестовский) включает три слоя серых мелко- и среднезернистых песчаников, разделенных слоями красных алевролитов и аргиллитов. Конгломераты, встречающиеся в Крестовском горизонте, имеют подчиненное значение, образуя редкие линзовидные прослои малой мощности. Мощность Крестовского горизонта 65 м.

Рудоносный горизонт № 8 (Акшийский) состоит из двух серых рудных и двух красных безрудных слоев. Мощность 45 м.

Рудоносный горизонт № 9 (Анненский) объединяет три слоя серых песчаников с оруденением, разделенных двумя слоями красных алевролитов и аргиллитов. Мощность 75 м.

Рудоносный горизонт № 10 (переходный) соединяет рудоносную толщу с перекрывающими ее безрудными красноцветными породами жиделисайской свиты. Мощность горизонта 60 м.

Детальные петрографические исследования пород рудоносной толщи и их поведения в горных выработках показали, что они неоднородны по составу и изменчивы по свойствам. Так, внешне монотонное чередование сероцветных и красноцветных слоев Жезказганского месторождения по петрографическому составу, структурно-текстурным особенностям и

поведению в конструктивных элементах горных выработок можно дифференцировать до 20 типов, объединенных в 5 основных групп (Байбатша, 2003).

Исследованы условия накопления Жезказганской серии рудоносной толщи и выделены 12 литогенетических типов горных пород (таблица). Установлено, что оруденение связано с песчаниками фации подводной части дельты, т.к. только они обладали благоприятными коллекторскими свойствами для проникновения растворов и рудоотложения (Ботвинкина и др., 1956, Байбатша, 2003).

Литолого-фациальные типы пород Жезказганского месторождения (Байбатша, 2003)

Фации и их обозначение	Литологические типы и структура пород	Типы слоистости	Мощность, м
1. Подводной части дельты – ПР	ПР-1 – песчаники серые мелко-среднезернистые с прослоями конгломератов	Крупная косая	20–40
	ПР-2 – песчаники серые мелкозернистые с прослоями зеленых алевролитов	Косая, горизонтальная	10–30
2. Мелководья и волновой ряби – ПВ	ПВ-1 – песчаники серые мелкозернистые со знаками ряби	Горизонтальная, волнистая	5–10
	ПВ-2 – переслаивание бурых мелкозернистых песчаников, красных алевролитов и аргиллитов со знаками ряби	Мелкая волнистая	3–5
3. Субаэральной дельты – АР	АР-1 – песчаники бурые, буровато-серые мелко-среднезернистые	Крупная косая, косоволнистая	5–30
	АР-2 – песчаники бурые мелкозернистые	Слоеватая, реже горизонтальная	5–30
4. Прибрежно-морских равнин – РП	РП-1 – красные алевролиты с обильными карбонатными стяжениями, псевдоморфозами и трещинами усыхания	Комковатая	10–30
	РП-2 – переслаивание бурых мелкозернистых песчаников и красных алевролитов с карбонатными стяжениями	Мелкая линзовидно-волнистая, пятнистая	10–20
5. Озер – АО	Переслаивание бурых мелкозернистых песчаников, красных алевролитов и аргиллитов с трещинами усыхания	Тонкая горизонтальная, реже мелковолнистая	2–10
6. Пойм – АП	Тонкое переслаивание красных аргиллитов, алевролитов и бурых мелкозернистых песчаников с карбонатными конкрециями	Тонкая волнистая, перистая, пятнистая	1–2
7. Материкового моря – МАК _м	МАК _м -1 – красные, сургучные алевролиты и аргиллиты	Скрытая тонкогоризонтальная	5–10
	МАК _м -2 – красные аргиллиты и алевролиты с прослоями известняков	Горизонтальная, скрытая	3–10

Литература

- Атлас моделей месторождений полезных ископаемых. Алматы, 2004. С. 32–35.
- Байбатша А.Б. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых с основами геоинформатики. Алматы: Ғылым, 2003. 320 с.
- Ботвинкина Л.Н., Жемчужников Ю.А., Тимофеев П.П. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М.: АН СССР, 1956. 368 с.
- Геология и полезные ископаемые Джекказганского рудного района. М.: Недра, 1975. 284 с.
- Зайцев Ю.А., Габай Н.Л., Голубовский В.А., Потапочкин В.М., Мартынова М.В. Геологическое строение Джекказганского района // Большой Джекказган. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. С. 60–81.
- Сатпаев К.И. Основные черты геологии и металлогении Джекказганского меднорудного района: генезис, состав и запасы медных руд района // Большой Джекказган. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1935. С. 195–258.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ НАФТИДНЫЕ РАЗГРУЗКИ — КЛЮЧ К ПОЗНАНИЮ ПРИРОДЫ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

Г.А. Беленицкая

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, ankudinovo@mail.ru

Высокоуглеродистые (черносланцевые) комплексы — важный междисциплинарный объект, обладающий высоким и разнообразным ресурсным потенциалом. Главная их особенность — аномально высокие концентрации органического вещества (ОВ). Вопрос о причинах их «внезапного» появления (а затем исчезновения) является ключевым и наиболее спорным. Можно выделить две основные группы решений. Представители одной, традиционной, объясняют массовое накопление ОВ оптимальным сочетанием *благоприятных* глобальных и региональных факторов (эвстатических, гидрологических, климатических и др.), определивших вспышки продуктивности «нормально-бассейновых» биоценозов, а возникшее в итоге «перепроизводство» биомасс считают причиной эвтрофикации водоемов, гибели организмов и сохранению ОВ в осадках. Представители альтернативного направления в качестве главного фактора предполагают *стрессовые* воздействия интенсивных разгрузок восходящих флюидов, вызывающих гибель бассейновых биоценозов и вспышки развития цианобактериальных. Наиболее известна модель С.Г. Неручева, в которой акцент делается на поступления урана и других металлов. В рассматриваемой нами модели этой же группы (Г.А. Беленицкая, Е.М. Поплавко, Б.М. Валяев) определяющая роль отводится присутствию в составе разгрузок углеводородов (УВ) — нефтей, газов, нефтяных вод, часто металлоносных. К анализу этой модели мы привлекли информацию о современных природных УВ-разгрузках и о различных их техногенных аналогах — об их распространенности, трансформациях, экологических и седиментационных следствиях. С позиций седиментологии обобщены и систематизированы материалы отечественных и зарубежных публикаций и Интернета.

В *современных естественно-природных УВ-разгрузках* участвуют нефтяные УВ, газы (СН, СО₂, Н₂С и др.), подземные «нефтяные воды», а также их смеси, широко варьирующие по составу, температуре, генезису, месту образования и т.д. За последние десятилетия знания о разных типах таких разгрузок — их масштабах, распространенности, биоценологических и седиментационных следствиях — существенно расширились, чему особенно способствовали итоги международных морских исследований.

Очагами УВ-разгрузок служат разнообразные локализованные или рассеянные источники, сипы, покмарки, факелы, высачивания, разливы, а также грязевые вулканы, соляные диапиры и др. Важный элемент очагов разгрузки — их подводящие (корневые) системы и ореолы, в пределах которых проявляется активное влияние разгрузки — вещественное, физико-химическое, биотическое и др. Вместе они создают аномальные, отличные от фоновых, «нафтогенные» биотопы, характеризующиеся своими физико-химическими и биотическими показателями, морфологией, структурой, зональностью, динамикой возникновения и исчезновения.

Общая картина современного распространения на земном шаре УВ-разгрузок демонстрирует (Беленицкая, 2011а): 1) широкий и разнообразный диапазон обстановок распространения — и ландшафтно-морфологических, и геодинамических, и климатических; 2) сопряженность разных типов разгрузок, образующих масштабные скопления — узлы, протяженные зоны и глобальные пояса; 3) зависимость размещения этих скоплений от характера неогеодинамической активности с преимущественной локализацией в пределах активных поясов (включая их периферические области) — рифтогенных, активизированных пассивных окраин, активноокраинных, коллизионных.

Интенсивность и масштабы УВ-потоков (характеризуемые дебитами, количеством очагов, частотой и длительностью активных фаз и т.д.) чрезвычайно высоки, а иногда грандиозны, особенно потоков, сопряженных с грязевым вулканизмом и активным соляным диапиризмом. Объем УВ-изливов при грязевулканических извержениях огромен. Суммарные дебиты УВ-газов — свыше 100 м³/сут., жидкой УВ-содержащей «грязи» — свыше 5 т/сут. Общий вынос

метана при грязевом вулканизме — до 27 Тг/год (Леин, Иванов, 2009). В фазы активности соляного диапиризма интенсивная разгрузка нередко приобретает характер катастрофических выбросов смесей газов, рапы и дробленой соли – своеобразного УВ-рассольно-соляного «вулканизма» (Беленицкая, 2011б). Прямыми проявлениями локализованных нефтяных разгрузок являются нефтяные озера, субмаринные «асфальтовые потоки» и «асфальтовые вулканы» — результаты подводных извержений, разливов и др. Косвенно масштабность современной активности УВ-разгрузок характеризует широчайшая распространенность газогидратов, поля развития которых совпадают с зонами проявления разгрузок.

Характерная черта разных видов УВ-разгрузок — их максимальная локализация в одних и тех же регионах — в своеобразных гигантских «узлах» разгрузки. К их числу можно отнести многие нефтегазоносные бассейны, локализующиеся вокруг акваторий. В фазы тектонических перестроек, когда происходит деформация и раздавливание самих носителей УВ — нефтегазоносных комплексов и целых нефтегазоносных бассейнов и поясов, масштабы и скорости выноса УВ возрастают, по-видимому, на порядки. Важным показателем их масштабов могут служить колоссальные скопления тяжелых нефтей, битумов, асфальтов (измеряемые десятками и сотнями млрд т), возникающие чаще всего либо на фронтах складчато-надвиговых систем, формирующихся при смятии нефтегазоносных комплексов, либо в областях их приповерхностного разрушения и трансформации.

С очагами УВ-разгрузок на поверхности морского дна и в верхнем слое подстилающих осадков повсеместно ассоциируют биоценотические и минерально-геохимические «производные» — «gas-derived», «gas-induced» (G. Aloisi, C. Pierre, M. Peterson, K. Oly, S. Lance, M. Sibuet, S. Ritger, M. Novland, Л. Лобье, А.Ю. Леин, М.К. Иванов, Е.Ф. Шнюков и мн. др.). Именно они определяют характер седиментационных (и сопряженных раннедиагенетических) проявлений разгрузок. Спектр таких производных, возникающих на разных видах восходящих разгрузок, весьма разнообразен. Наиболее общим их звеном являются циано-бактериальные сообщества, которые во многом обеспечивают переработку УВ-компонентов, их утилизацию и накопление в осадках. Основой разных видов таких сообществ являются хемосинтетические и метанотрофные микроорганизмы, способные потреблять УВ-компоненты по сути любого состава, переводя в формы, доступные для использования другими организмами, и в конечном счете обогащая ими осадки. Производные УВ-разгрузок образуют в осадках циано-бактериальные слои-маты, пленочные тела, разномасштабные биохемогенные и криптобиогенные постройки, корковые, конкреционные, воронкообразные и т.п. выделения, образования типа «твердого дна», микроползневые, био- и флюидотурбированные осложнения. Их важнейший «сквозной» компонент — органическое (углеродистое) вещество. Минеральный состав аутигенных неорганических компонентов и геохимические особенности осадков определяются макро- и микрокомпонентным составом УВ-флюидов.

Особенно широки ареалы и значительны масштабы нафтогенных осадков, связанных с УВ-разгрузками, сопровождающими грязевулканическую активность. В их составе весьма существенную роль играют углеродистые и карбонатные осадки — производные метана и других УВ. Значительному распространению здесь ОВ способствует высокий процент их микробной утилизации: 10–65 % потока метана не рассеивается, потребляясь метанотрофными сообществами, фиксирующими его (и его производные) *in situ* в бактериальных матах и других биоценозах (Леин, Иванов, 2009). Широко представлен комплекс производных УВ-флюидов и в характерном элементе грязевулканической деятельности — в отложениях, выполняющих компенсационные впадины. Сходные высокоуглеродистые комплексы — производные циано-бактериальных сообществ — типичны для бассейнов, где осуществляются УВ-рассольные разгрузки (Беленицкая, 2011а и др.).

Изучение следствий *техногенных разливов и выбросов УВ-содержащих флюидов* — нефтей, газов, сточных «нефтяных» вод — вносит весьма весомый вклад в освещение проблемы поведения УВ в природной водной среде и их воздействий на экологические и седиментационные системы. Особенно познавательны результаты исследований аварийных нефтяных разливов. Именно им вынужденно оказывается особое внимание из-за необходимости оперативного мониторинга и поиска способов ликвидации их катастрофических последствий. Сами же катастрофы

концентрированно и адекватно фиксируют геологически мгновенные картины «нафтогенных» событий и могут служить их моделями (Беленицкая, 2010). Наиболее масштабны разливы нефти при авариях на нефтяных супертанкерах, буровых платформах, фонтанирующих скважинах, трубопроводах и т.д. С момента поступления нефти в водную среду идут интенсивные процессы ее физико-химических превращений, образуя широкий спектр компонентов (нефтяные пленки, летучие и водорастворимые, водо-нефтяные смеси-эмульсии, нефтяные агрегаты, тяжелый остаток и др.), каждый из которых создает обширнейшие подвижные «ореолы влияния», вместе достигающие гигантских размеров — десятков тысяч км² и более (А. Нельсон-Смит, С.А. Патин, И.А. Немировская и др.).

Экологические следствия аварийных разливов масштабны и многообразны. Разрушая и уничтожая существующие «нафтофобные» бассейновые биоценозы, они формируют новые, «нафтофильные». Для основной массы аборигенных обитателей, прежде всего их макро- и мезоформ, нефтяной разлив — своеобразный «нефтяной биоцид», а его следствие — множество захоронений (будущих тафоценозов). Стрессовые воздействия разных компонентов распада нефти так или иначе затрагивают всю паутину трофических и энергетических связей (Е. Bastin, С.Е. ZoBell, В.О. Таусон, Л.Д. Штурм, Г.А. Могилевский и др.). Гибель нафтофобов сопровождается расцветом нафтофильных сообществ УВ-окисляющих микроорганизмов, которые жадно «утилизируют» нефть, одновременно накапливая новое «микробное» ОВ. Бактерии, питающиеся нефтью, образуют начальные звенья пищевых цепей, доминантой которых становятся микробные альго-циано-бактериальные симбиотические сообщества, потребляющие как продукты трансформации нефти, так и самих трансформаторов. Именно эти сообщества, утилизируя нефтепродукты, определяют взрывной рост биопродуктивности с накоплением в итоге микробных масс и продуктов неполной биотрансформации УВ. Т.е. они переводят нефть (значительную ее часть) в биомассу, а затем в некромассу — в ОВ будущих черных сланцев. Важно, что в природных водных средах микроорганизмы, способные окислять УВ, присутствуют повсеместно, являясь по сути «всюдными», хотя «до поры» слабо активными членами экосистем (С.А. Патин, О.Г. Миронов, М.В. Гусев, В.В. Ильинский, Т.В. Коронелли, Т.Л. Симакова, Н.С. Огняник, Ю.И. Пиковский и др.). При поступлении же УВ — источника и энергии и пищи — они резко активизируются, обеспечивая стремительный рост скорости и эффективности процессов утилизации нефти и производства микробной биомассы. Ликвидация нефтяных УВ и накопление микробной биомассы — два ключевых процесса нафтогенной модели, в которых микроорганизмы служат биологическим инструментом перевода минеральных «неживых» форм углерода в биологические «живые». Длительность, скорость и завершенность процессов биodeградации нефти контролируются наличием и количеством ряда компонентов: УВ, кислорода (в аэробных условиях), сульфатов, нитратов (в анаэробных) и элементов-биогенов. При любых соотношениях этих компонентов чрезмерное лавинообразное воспроизводство их потребителей делает неминуемым исчерпание резерва хотя бы одного из них и, как итог, — кризис теперь уже нафтофильных биоценозов, их мор и массовые «захоронения» микробных некромасс.

Нафтофилов сопровождают «спутниковые» сообщества, использующие появившиеся сравнительно легко усваиваемые производные нефти, а иногда и накапливающие их «избыточные» количества. Небольшая часть биоценозов обнаруживает относительную нейтральность — устойчивость или приспособляемость. Все виды биоценозов сходны с характерными сообществами черных сланцев.

Примеси минеральных аутигенных новообразований в поставарийных нафтогенных осадках из-за «мгновенности» их отложения незначительны. Обогащение же микроэлементами зависит как от микроспециализации нефтей, так и особенно от сопровождающих их «нефтяных» вод (Ю.И. Пиковский).

Сопоставление эффектов естественно-природных и техногенных УВ-разгрузок-разливов — биоценологических и седиментационных — позволило уточнить специфические черты нафтогенных биоценозов и нафтогенных осадков. Если итоги изучения естественно-природных разгрузок в наибольшей мере характеризуют их придонные проявления, то анализ техногенных разливов вносит наибольший вклад в познание их приповерхностных проявлений.

Вместе они дают более полную картину нефтегенных следствий.

Основным общим экологическим следствием УВ-разгрузок-разливов является взрыв продуктивности микробных альго-циано-бактериальных биоценозов — доминантов сообществ, утилизирующих УВ-продукты. Ликвидация значительной части УВ и накопление микробной биомассы — ключевые процессы, в которых микроорганизмы служат биологическим инструментом перевода «неживых» форм углерода в биологические «живые». Главный седиментационный итог УВ-разгрузок-разливов — тонкий слой темных отложений с повышенным содержанием ОВ нефтегенной природы, илистых в глубоководных обстановках и более грубозернистых в прибрежных. Его характерные черты: однородное, неравномерно комковатое или хлопьевидное сложение, наличие нефтяных сгустков, пленок, обволакиваний частиц, резкие ограничения, субгоризонтальное залегание и прерывисто-региональное распространение. В составе ОВ можно выделить две структурно-морфологические разновидности: 1) количественно преобладающая относительно гомогенная органическая (органоглинистая) масса — клеточно-микробная альго-циано-бактериальная и «бесструктурная» коллоидальная; 2) форменные макроэлементы, неравномерно рассеянные или образующие разные типы скоплений: нефтяные «агрегаты» и органогенные образования (захоронения доаварийных биоценозов, чаще всего сосредоточенные как и в черных сланцах, в подстилающих отложениях). Разнообразные биохомогенные тела и мелкие органогенные постройки, рассеянные в основании слойка, непосредственно фиксируют устья очагов разгрузки. Нефтегенная природа захораниваемого ОВ проявляется и в ряде его специфических макро-, микро- и нанохарактеристик (повышенные содержания липидов, УВ, водорода, изотопный состав углерода и др.). Геологически быстрое накопление ОВ, согласованность появления и исчезновения в осадке изменений и аномалий определяют синхронность разных частей слойка, его дискретность и сравнительную контрастность границ. Построен фациальный профиль нефтегенных образований, отражающий основные особенности распределения производных физико-химических и микробиологических трансформаций УВ-флюидов в разных седиментационных обстановках. Каждый слойка выступает как проявление единичного импульса УВ-разгрузок-разливов, а множественность таких импульсов формирует микрослойчатость осадка — предпосылки возникновения важного текстурного признака сланцев.

Все это позволяет рассматривать УВ-разгрузки-разливы как фактор, способный вызвать накопление высокоуглеродистых осадков, аналогичных черным сланцам, а нефтегенные осадки — как возможные гомологи высокоуглеродистых отложений. Наблюдаемые вариации характеристик природных черных сланцев отражают (наряду с особенностями бассейновых палеообстановок) фазовые, геохимические и другие различия тех УВ-содержащих флюидов, которые приняли участие в их образовании.

В пользу справедливости нефтегенной модели свидетельствуют предварительные результаты проверки ее приложимости к конкретным черносланцевым палеоситуациям разных регионов. Вместе с тем, очевидна необходимость детального регионального анализа сланцев как древних гомологов нефтегенных осадков с одновременным поиском признаков и свидетельств былых масштабных разгрузок УВ, синхронных их накоплению.

Результаты проведенных сопоставлений могут не только способствовать познанию черных сланцев. Возможны и обратные сопоставления: расшифровка летописи былых природных нефтяных катастроф и их следствий, зафиксированной в черных сланцах, — путь к раскрытию эффективных способов борьбы с ними самой природы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 09-05-11511-с).

Литература

Беленицкая Г.А. Последствия нефтяных катастроф глазами седиментолога // Природа, 2010. № 2. С. 25–34.

Беленицкая Г.А. «Флюидное» направление литологии: состояние, объекты, задачи // Уч. Зап. Казанского университета. Естественные науки. 2011а. Т. 153. Кн. 4. С. 97–113.

Беленицкая Г.А. Мексиканский залив — центр природных и геотехногенных нефтяных катастроф // Рег. геол. и металлогения. 2011б. № 45. С. 51–69.

Лешн А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И УГЛЕВОДОРОДНАЯ ПРОДУКТИВНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ПОКУРСКОЙ СВИТЫ НА РУССКО-ЧАСЕЛЬСКОМ МЕГАВАЛЕ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

М.О. Бербенев

ООО «Геофизические системы данных», Москва, berbenev@gds.ru

Русско-Часельский мегавал расположен на севере Западно-Сибирской низменности в междуречье рек Пур и Таз. Согласно схеме нефтегазогеологического районирования Западно-Сибирского НГБ, он относится к Тазовскому НГР Пур-Тазовской НГО. На территории Тазовского района добывается 26 % природного газа в ЯНАО, открыто 31 месторождение, три из них — Русское газонефтяное, Южно-Русское и Яровое нефтегазоконденсатные месторождения — в пределах рассматриваемой структуры. Основная углеводородная продуктивность месторождений Русско-Часельского мегавала связана с терригенными отложениями покурской свиты апт-сеноманского возраста. Свита сложена песчаниками, алевролитами и глинами, которые имеют сложное распределение в разрезе и характеризуются крайне изменчивыми фильтрационно-емкостными свойствами. Это обуславливает ряд сложностей в моделировании структуры ловушек, содержащих скопления УВ.

Закономерности строения продуктивного разреза контролируются многими факторами, главный из которых — условия накопления осадков, которыми он сложен. Цель работы заключалась в реконструкции обстановок седиментации покурских отложений, прогнозе структуры и свойств песчаных коллекторов, необходимых для последующей разработки оптимальных схем эксплуатации месторождений Русско-Часельского мегавала. В основе работы лежит комплексный анализ скважинной информации и данных сейсмической съемки 3D (Прогнозирование..., 2006; Перспективы..., 2011). Главными задачами работы являлись: выполнение литолого-фациального анализа покурских отложений, основанного на генетической интерпретации кернового материала скважин и формы кривых электрического и радиоактивного каротажа; построение цикло-фациальной модели и проведение межскважинной корреляции продуктивных отложений; анализ сейсмоакустических атрибутов и сейсмофациальное районирование изучаемых отложений; уточнение структуры природных резервуаров в свете разработанной геологической модели и данных гидродинамических исследований в скважинах.

Согласно существующим представлениям, в меловое время Западно-Сибирский бассейн представлял собой крупную устойчиво прогибающуюся внутриконтинентальную область, наклоненную на север (Рудкевич и др., 1988). На протяжении апта и в начале альба на рассматриваемой территории процессы осадконакопления были связаны с деятельностью рек на аллювиальной равнине. В позднеальбско-сеноманское время отложения Пур-Тазовского района накапливались в переходной обстановке осадконакопления. В это время район представлял собой прибрежную аккумулятивную равнину, периодически заливаемую морем. Во время туронской трансгрессии на ее месте получило развитие мелководное море, что выразилось в накоплении толщи кузнецовских глин, являющейся региональным флюидоупором для апт-сеноманского НГК.

Фациальная диагностика обломочных пород осуществлялась на основе целенаправленной генетической интерпретации керна (Рейнек, Сингх, 1981; Селли, 1989; Фролов, 1992). В качестве эталонных были приняты разрезы скважин, наиболее полно охарактеризованные каменным материалом. Для выделения фаций были составлены таблицы признаков, в основу которых легли парагенез изучаемых отложений, их структурные и текстурные признаки, размер обломочных зерен, степень их сортированности, характерные включения и т.д.

Базовой моделью формирования ниже- и среднепокурских аллювиальных отложений была принята модель распределения фаций на дельтовом побережье В.С. Муромцева (1984). Согласно этой модели в составе **аллювиального комплекса** выделяются генетически связанные друг с другом русловые и пойменные фации: *песчаная фация русел*, *песчано-алевритовая фация внешней поймы* и *алевро-глинистая фация внутренней поймы*. Начавшаяся в сеномане

трансгрессия привела к изменению седиментационной ситуации — формированию на изучаемой территории приливо-отливной равнины. Специфика строения осадочных комплексов такого типа побережья определяется морфологией берегового склона, динамикой течений, волновой деятельностью, величиной приливов и отливов. Для разработки модели формирования продуктивных песчано-глинистых толщ сеномана была принята принципиальная схема распределения полигенных осадков на современном приливо-отливном побережье (Walker, James, 1992). В разрезе были выделены следующие фациальные комплексы: **сублиторали** (включает в себя *фации мелководного шельфа; переходной зоны; берегового склона*); **межприливной зоны** (это *глинистая литораль и литораль со смешанным песчано-глинистым осадконакоплением*) с развитыми на ней *приливо-отливными каналами*. С использованием полученных закономерностей распределения литотипов в эталонных скважинах была выполнена типизация разрезов, не охарактеризованных керном, для которых были выбраны соответствующие образы фаций на диаграммах электрического и радиоактивного каротажа — так называемые «каротажные фации» (Муромцев, 1984).

Субконтинентальные отложения покурской свиты слабо обеспечены биостратиграфическим материалом, имеют сложный характер распределения песчаников в разрезе, что обусловило их сложную стратификацию и сопоставление разрезов. Межскважинная попластовая корреляция была основана на выделении в разрезах скважин седиментационных маркеров, отражающих единовременные моменты изменения седиментационной ситуации. Для отложений **аллювиального комплекса** ими послужили выдержанные на всей площади пласты углей и углистых аргиллитов. Их образование связано с заболачиванием наиболее прогнутых участков в результате притопа территории в моменты даже незначительного повышения относительного уровня моря, что обусловлено слабым уклоном поверхности палеорельефа. Корреляция же самих продуктивных песчаников и объединение их в единые тела, таким образом, осуществлялась в интервале, строго ограниченном поверхностями затопления (рис. 1).

Сопоставление разрезов сеномана также основывалось на выделении трансгрессивных пачек. В **прибрежно-морских** обстановках эти пачки фиксируют моменты повышения относительного уровня моря и выдвижение морских условий осадконакопления на прилегающее побережье. В нижней части разреза сеномана выделяются песчаные прирусловые отмели и заполненные грубообломочным материалом эрозионные формы, приуроченные к приливо-

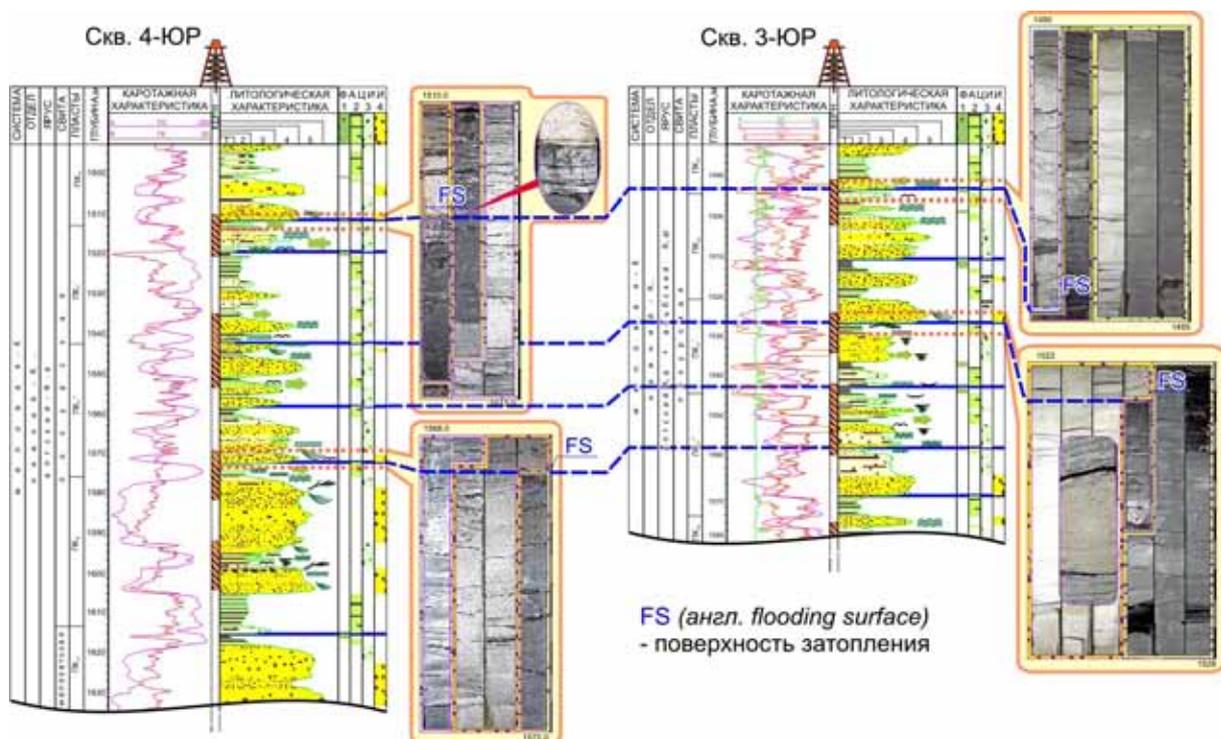


Рис. 1. Схема циклофациального анализа покурских отложений

отливным каналам. В разрезе отмечается последовательное возрастание доли сначала осадков литорального комплекса, а затем и отложений мелководноморского генезиса. Увеличение «мористости» более молодых осадков позволило сделать вывод о ретроградационном строении изучаемого разреза и благоприятном с точки зрения УВ продуктивности соотношении песчаных пород-коллекторов и флюидоупоров, сложенных глинами пойм и литорального осадочного комплекса.

Для прогноза структуры и свойств отложений изучаемой толщи в комплексе со скважинными данными были детально проанализированы карты различных сейсмических параметров. Распределение главных зон песчаной седиментации для ниже- и среднепокурских отложений связано, в первую очередь, с аккрецией русловых песчаников и формированием широких поясов меандрирования. На картах акустических свойств они находят свое отражение в виде вытянутых в субширотном направлении зон (рис. 2).

Несколько иначе выглядит атрибутивная картина отложений, накопившихся на приливо-отливном побережье (рис. 3). На срезах куба амплитуд отчетливо наблюдаются положения узких приливо-отливных каналов, врезанных в глинистый субстрат межприливной зоны и иногда заполненных песчаным материалом. На картах значений псевдоакустического импеданса, рассчитанных для пластов сеномана, можно увидеть мозаичное распространение песчаников прирусловых отмелей, накопившихся во внутренних частях меандр приливо-отливных каналов. Здесь также выделяются аномалии, интерпретируемые как подводные части («конусы выноса») эстуариев. Выполненный анализ позволил выделить зоны, характеризующиеся наибольшими значениями ФЭС в межскважинном пространстве.

Геологическая модель, принятая при подсчете запасов, предполагала, что залежи УВ в покурских отложениях являются пластовыми тектонически экранированными, причем экранами выступали не тектонические нарушения, а так называемые трещинно-дислокационные зоны, не

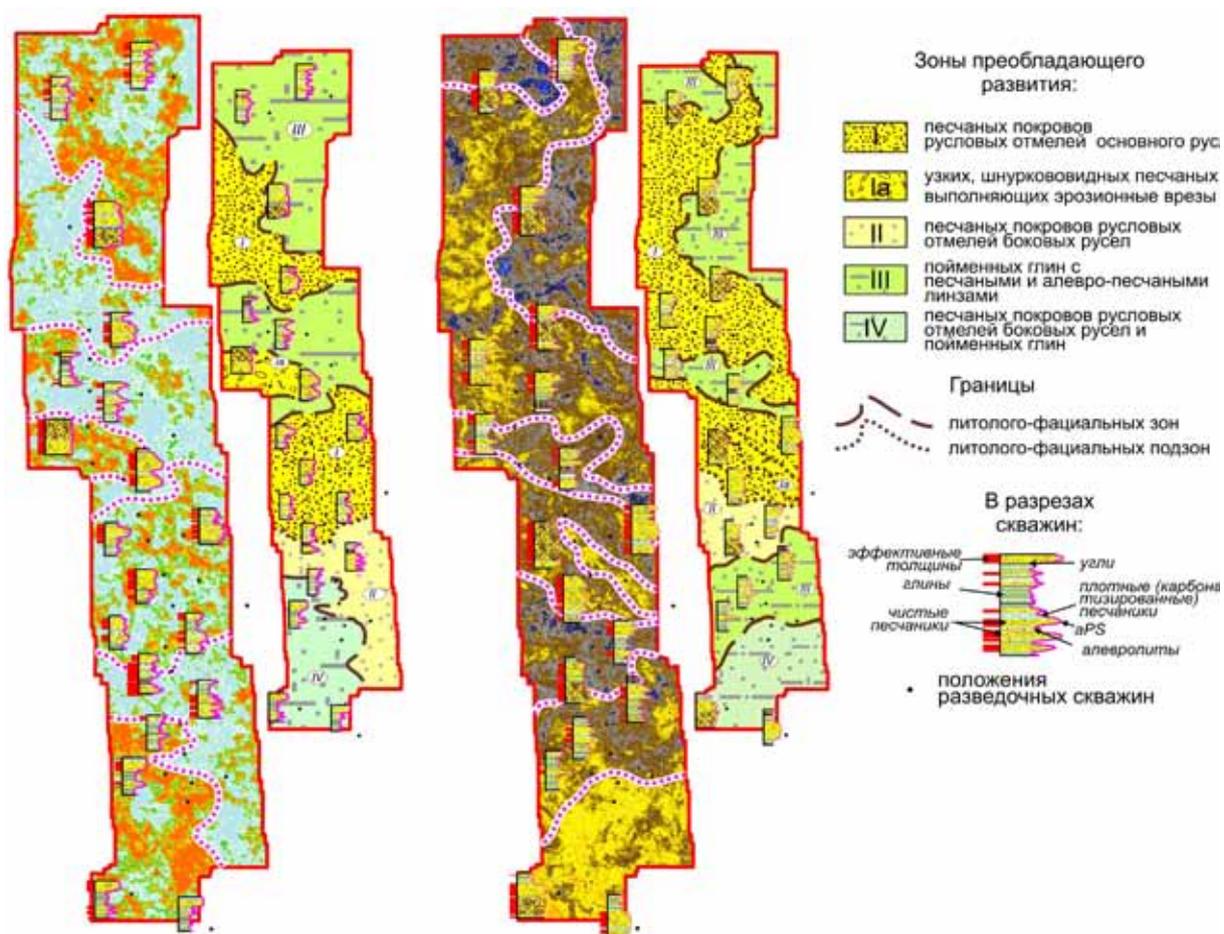


Рис. 2. Схема сейсмофациального районирования альбских отложений на Южно-Русском вале

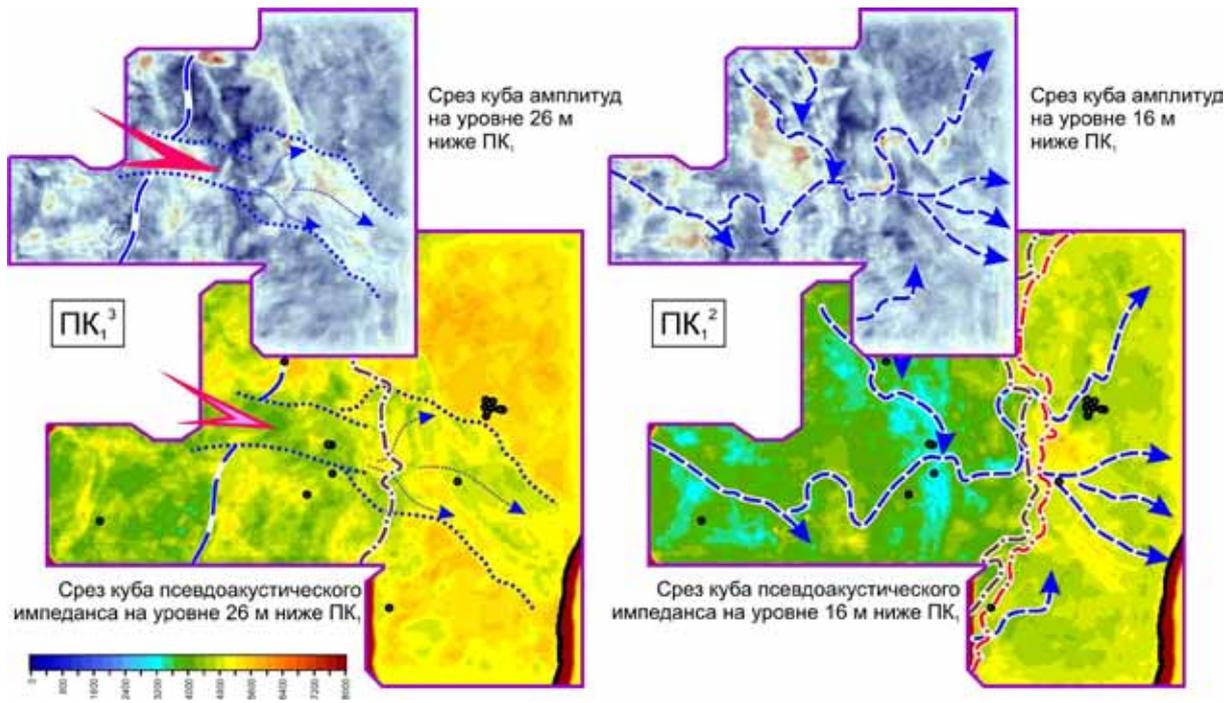


Рис. 3. Схема сейсмофациального районирования сеноманских отложений на Русском вале

диагностируемые в волновом поле. Это справедливо для северной части Южно-Русского вала: на срезах куба когерентности на уровне юрских отложений выделяется несколько зон тектонических нарушений, которые могут быть выполнены эпигенетическими минералами и сформировать непроницаемый экран. Однако в сводовой части вала, судя по сейсмическим атрибутам, таких тектонических зон не выявлено. В предложенной интерпретации нет необходимости в привлечении таких зон, поскольку все результаты гидродинамических испытаний скважин хорошо «укладываются» в модель, где основным типом залежей являются пластово-сводовые литологически экранированные, характерные для отложений рассматриваемого генезиса (рис. 4).

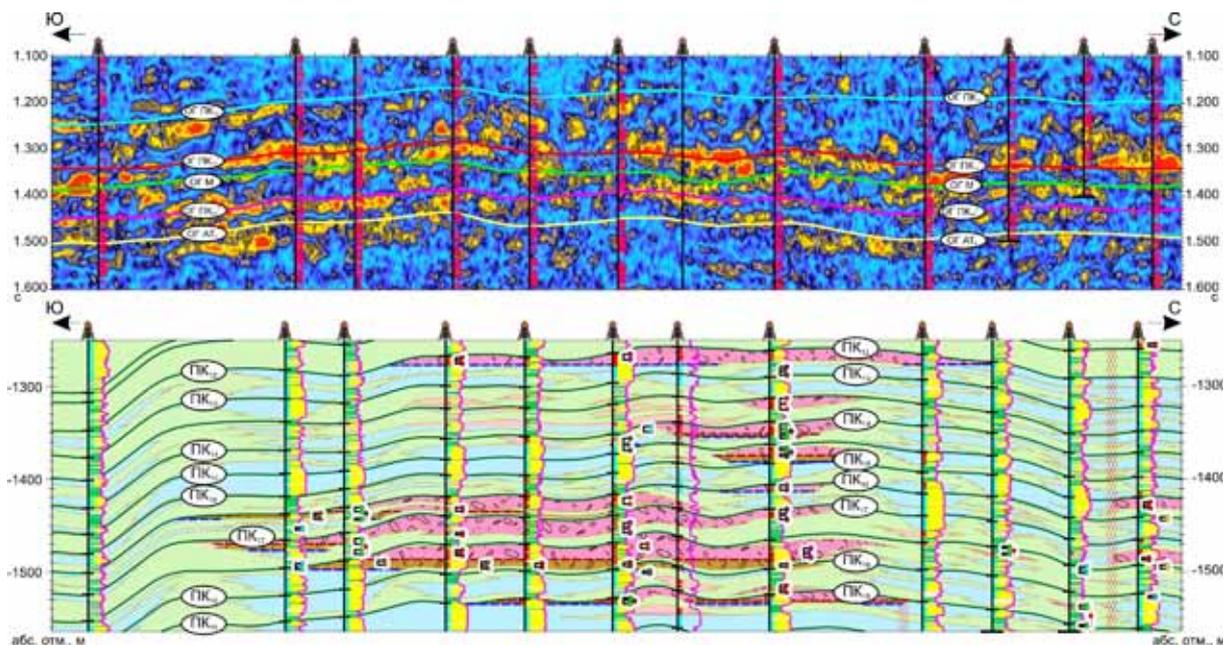


Рис. 4. Схема строения залежей в нижнеюрских отложениях Южно-Русского вала

Литература

- Жуков А.П., Жемчугова В.А., Эпов К.А., Федотов С.Л. Прогнозирование структуры и свойств природных резервуаров на основе комплексной интерпретации сейсмических и скважинных данных // Технологии сейсморазведки. 2006. № 1. С. 69–78.
- Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.
- Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Рудкевич М.Я., Озеранская Л.С., Чистякова Н.Ф. Нефтегазоносные комплексы Западно-Сибирского бассейна. М.: Недра, 1988. 303 с.
- Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 294 с.
- Фролов В.Т. Литология. Кн. 3. М.: изд-во МГУ, 1992. 352 с.
- Черепанов В.В., Парасына В.С., Жуков А.П., Жемчугова В.А., Некрасов И.А., Шпорт Я.М. Перспективы поиска скоплений углеводородов в меловых отложениях Медвежьего мегавала // Технологии сейсморазведки. 2011. № 2. С. 49–59.
- Roger G. Walker, Noel P. James: Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada. 1992. 454 p.

ЦИКЛИЧЕСКИЙ ХАРАКТЕР ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСА

И.В. Бигун

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, bollun@rambler.ru*

Цикличность строения — практически всеобщее свойство всех осадочных, в том числе карбонатных толщ. Основной причиной этого для субаквальных отложений являются повторяющиеся изменения глубины водоема. Подобные изменения могут быть связаны с весьма разнообразными явлениями — эвстатикой, вертикальными тектоническими движениями, трансгрессиями и регрессиями, со скоростями осадконакопления, их сложными сочетаниями друг с другом и т.д. В свою очередь эти явления могут иметь как региональный, так и глобальный масштаб проявления, вызываться как чисто земными, так и космическими причинами, причем последние чаще привлекаются для объяснения цикличности разного порядка.

В комплексе исследований карбонатных отложений — их состава, структурных и текстурных особенностей, определения фациально-палеогеографических обстановок карбонатакопления немаловажным является изучение их постседиментационных изменений. Особая значимость исследования вторичных изменений именно для карбонатных отложений определяется тем, что интенсивные постседиментационные преобразования нередко затушевывают первичный облик осадков, и без умения правильно и достоверно разграничивать седиментационные и постседиментационные особенности в ряде случаев невозможно правильно восстанавливать условия осадконакопления, проводить фациально-палеогеографические реконструкции (Кузнецов, 2003).

Карбонатные отложения серпуховского яруса были изучены в Ленинградской и Новгородской областях, в долине рек Мста и Прикша. Изученные породы представлены биоморфными известняками и доломитами с большим количеством разнообразной фауны, а также кремнистыми образованиями различной морфологии. Мощность карбонатных пачек от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, окраска от светло-серых до буровато-коричневых.

Аналитические исследования включали детальный количественный петрографический анализ для выявления вещественно-структурных и генетических особенностей пород и прослеживания их изменений по разрезу. При петрографической диагностике основное внимание было уделено выделению первичных седиментационных признаков, что в ряде случаев представлялось достаточно сложным. В изучаемых породах проявлены вторичные процессы, такие как доломитизация, окремнение, сульфатизация, стилолитизация, последние

развиты слабее. Различные стадии превращения биоморфных известняков в доломиты и процессы окремнения биоморфных известняков достаточно отчетливо наблюдаются в шлифах под микроскопом.

Процесс доломитизации с различной степенью проявлен во всех изучаемых разрезах. Характер проявления его различен и представлен следующими морфологическими видами: единичные кристаллы доломита, развивающиеся по микриту известняков и кремней, а также биодетриту; кристаллы доломита размером 0,04–0,16 мм, слагающие основную (до 95 %) часть породы; поры и трещины доломитизации. Преобладающей формой доломитизации является первый вид, при полной доломитизации об органогенно-обломочной структуре исходного известняка можно судить лишь по следам органических остатков, едва заметных на фоне кристаллического доломита. Кристаллические вторичные доломиты развиты только в некоторых частях разрезов.

Кристаллы доломита, как правило, идиоморфные, ромбоэдрические, также для них характерно зональное строение и наличие ядер бурожелезистых включений. Поры и трещины доломитизации, которые сопровождаются процессами стилолитизации и сульфатизации, проявлены лишь в верхней части разреза. Вышеперечисленные вещественно-структурные признаки (кристаллизация по микриту, детриту, размер кристаллов) указывают на то, что доломиты являются вторичными.

По характеру проявления процессов окремнения выделяется два вида: окремнение кристаллических вторичных доломитов и окремнение биодетрита; как правило, они приурочены к верхним частям разрезов, которые стратиграфически соответствуют нижней части Угловской свиты.

Окремнение доломитов проявлено локально как на макроскопическом уровне (наблюдается визуально в обнажениях), так и микроскопически в виде пятен, заполнения пустот и пор. Характер окремнения разнообразен: сферические агрегаты халцедона, которыми заполнены пустоты и поры, также встречаются поры и пустоты, заполненные кварцем.

Окремнение биодетрита приурочено к кровле пачек биоморфных известняков с обильной фауной брахиопод, двустворок; корковое окремнение развивается как по целым раковинам, так и по детриту. Основная структурная особенность данных пород — это сплошное халцедон-кварцевое окремнение по детриту. Характер окремнения разнообразен: сферические агрегаты, раскристаллизация до халцедона, частично и в меньшей степени до кварца. Степень окремнения и раскристаллизации кремнезема по первичным компонентам (раковинному детриту) существенно выше, чем в матриксе пород, что указывает на более раннюю стадию процесса.

В результате исследований карбонатных отложений серпуховского яруса, в изученных разрезах выделены отдельные циклы осадконакопления. Эти циклы проявляются в изменении количественных параметров пород и отражают эвстатические колебания уровня моря. В соответствии со структурной иерархией основных геологических циклитов (Фролов, 1995) выделенные в разрезе геологические тела следует отнести к циклотемам, отвечающим уровням пачки, нескольких пачек или подсвит.

Четыре циклотемы, выделенные в разрезе карбонатных отложений в среднем течении р. Мсты, отражают четыре цикла карбонатной седиментации с последовательно сменяющимися обстановками осадконакопления. Циклотемы выделялись на основе первичных седиментационных признаков: структуры, текстуры и вещественного состава. Вторичные процессы, такие как доломитизация и окремнение, также имеют циклический характер проявления и зависят от первичных признаков пород. Проявление цикличности связано преимущественно с эвстатическими явлениями, сопутствующими им изменениями гидродинамической активности и химизма придонной среды, периодическим выходом зон осадкообразования на уровень выше базиса ветровых волн, с формированием слабо эродированных поверхностей.

Литература

- Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.:ГЕОС, 2003. 262 с.
Фролов В.Т. Литология. Т. 3. 1995. С. 110–147.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ РИФТОВОЙ ВПАДИНЫ ГУАЙМАС ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Е.В. Блинова

Геологический институт РАН, Москва, gin@ginras.ru

Впадина Гуаймас Калифорнийского залива представляет собой рифтовую долину, в которой активно проявляется гидротермальная деятельность. В заливе выделяется четыре крупных бассейна, связанных в единую рифтовую систему, уходящую на континенте в разлом Сан-Андреас. Впадина состоит из двух трогов — северного и южного.

В пределах этих двух трогов в рамках 64 рейса международной программы глубоководного бурения (IODP) была пробурена серия скважин. В южном трогое, где измеренная величина теплового потока достигала 30 ЕТП (Becker, 1998), была пробурена скважина 477 и углубляющая ее скважина 477А. Скважины 481/481А и 478 имеют не такие высокие показатели теплового потока и расположены в южном трогое и на небольшом трансформном разломе между двумя трогоами, соответственно.

Основное отличие от других рифтовых впадин мирового океана заключается в том, что толщина осадочного покрова составляет здесь несколько сотен метров (Curry, 1982). Осадки, представленные гемипелагическими илами и турбидитами, имеют позднеплейстоценовый возраст. Скважина 477/477А вскрыла базальтовый силл толеитового состава мощностью 47 метров, внедренный в толщу осадков на глубине 58 м. В осадках скважин 478 и 481/481А было встречено несколько силлов разной мощности.

Гидротермальный раствор, выходящий на дне в виде черных и серых курильщиков, проходит через осадки, преобразуя их химический и минеральный состав. Раствор в свою очередь также претерпевает трансформацию состава.

В результате изучения химического и минерального состава осадков было установлено, что в главной длительно живущей гидротермальной системе, особенно в зеленосланцевой зоне (Kastner, 1982) происходит активный обмен химическими элементами между осадками и проходящими сквозь них растворами с формированием сульфидных построек на дне залива. Резко уменьшается содержание К, Li, As, Rb, Sb, Cs, Ba, Tl. Можно предположить, что эти элементы поступают в раствор. Одновременно с потерей осадками перечисленных элементов в них возрастает содержание SiO₂, Fe, Mn, Na, Be, Sr, Zr, Nb, Hf, Ta, W, содержание Mg увеличивается слабо и не повсеместно в разрезе. Рост содержаний этих элементов в осадках связан с их потерей растворами, взаимодействующими с осадками. Высокие содержания Co, Ni, Cu, Zn, Cd распределены в зеленосланцевой зоне неравномерно и связаны с участками осадочного разреза, обогащенными сульфидами. Кроме подвижных элементов в гидротермальном процессе установлены элементы, содержание которых остается неизменным в гидротермально измененных осадках по сравнению с исходными неизменными осадками или их поведение представляется неясным: Ti, Al, Ca, P, V, Sc, Cr, Ga, Mo, Ag.

Сделанные на основании проведенного исследования выводы о перераспределении химических элементов в осадках зеленосланцевой зоны и влиянии этого перераспределения на трансформацию состава растворов, взаимодействующих с ними, сопоставлены с расчетными данными привноса-выноса элементов в осадочном покрове при прохождении сквозь него горячих растворов. В основу расчета положено допущение, что состав подводных гидротермальных источников в районе 21°с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия аналогичен составу горячих растворов, поступающих в осадочный покров во впадине Гуаймас (27°с.ш. ВТП) снизу, из базальтового слоя океанической коры. Разница между составами подводных источников во впадине Гуаймас, прошедших через осадки, и подводных гидротерм на 21°с.ш. (Гурвич, 1998), попадающих в океан прямо из базальтов, показывает, какие химические элементы извлекаются из осадков растворами, и какие, напротив, растворы отдают в осадки. Этот сравнительный анализ состава гидротермальных источников двух районов показал, что при взаимодействии с

осадками (впадина Гуаймас) растворы обедняются SiO_2 , Mn, Fe, Co, Cu, Zn, Cd и обогащаются K, Rb, NH_4 , Ca, Sr, Ba, Cl. Соответственно, ожидается, что в гидротермально измененных осадках возрастает содержание тех элементов, которыми обеднены подводные гидротермальные источники во впадине Гуаймас, и наоборот. Расчетные результаты для этих элементов в основном подтверждены при проведенном изучении химического состава гидротермально измененных осадков из впадины Гуаймас.

При выполнении работы получены результаты по более широкому спектру элементов, чем та группа элементов, которая была определена в подводных источниках. Установленное нами повышенное содержание Ta, W, Hf, Zr, Nb в гидротермально измененных осадках по сравнению с неизменными осадками позволяет предполагать, что подводные гидротермы ими обеднены или их не содержат. Пониженное содержание Sb, Cs, Tl в гидротермально измененных осадках позволяет ожидать более их высокие содержания в подводных источниках впадины Гуаймас, чем в районе 21°с.ш. ВТП.

При внедрении силла общая картина перераспределения химических элементов в осадках, прежде всего расположенных над силлом, близка к поведению элементов в высокотемпературной зеленосланцевой зоне главной гидротермальной системы.

Суммарное содержание РЗЭ, а также содержание Y в осадках зеленосланцевой зоны больше, чем в исходных неизмененных осадках. Таким образом, в гидротермальных условиях, характерных для впадины Гуаймас, РЗЭ подвижны. Рост их содержания в осадках можно связать с частичной потерей редкоземельных элементов растворами при прохождении сквозь осадочный покров, что должно приводить к пониженному содержанию РЗЭ в подводных гидротермальных источниках во впадине Гуаймас по сравнению с подводными источниками в участках ВТП, не имеющих осадочного покрова.

Литература

- Гурвич Е.Г.* Металлоносные осадки мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.
Becker K. Heat flow studies of spreading center hydrothermal processes (Ph.D. dissert.). University of California, San Diego. 1981. 87 p.
Curray J.R., Moore D.G. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington. 1982. V. 64.
Kastner M. Evidence for two distinct hydrothermal systems in the Guaymas Basin // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C. 1982. V. 64. P. 1143–1157.
Niemitz J.W. Geochemistry of sediments, Leg 64, Gulf of California // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C. 1982. V. 64. P. 695–713.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖАХ ГОЛОЦЕНА КАК ИНДИКАТОР АТМОСФЕРНОГО ПЕРЕНОСА МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА

В.А. Бобров

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, bobr@igm.nsc.ru

Изучение микроэлементного состава стратифицированных горизонтов верхового болота Бакчар Васюганского массива дает возможность оценить поступление минерального вещества из атмосферы в период последних 20 веков, характеризующихся малым ледниковым периодом в средневековье и мощным ростом промышленности в регионе. Поступление минерального вещества в атмосферу определяется выветриванием поверхности континентов в их аридных зонах. Ветровые потоки переносят мелкодисперсный материал на сотни, тысячи км, что дало основание академику А.П. Лисицыну назвать атмосферу «океаном невидимых глазом частиц», не имеющим разрывов в отличие от водного Мирового океана (Лисицын, 2001).

В дальнем переносе (тысячи км) минерального вещества, фракционирующего по гранулометрическому составу, характерен устойчивый спектр лантаноидов, которые не фракционируются в процессе переноса, а их абсолютные концентрации возрастают до значений

кларков глинистого сланца (верхняя часть земной коры). Спектр лантаноидов, выраженных в хондритовых значениях (C_h) и нормированных по иттербию (C_h/C_{Yb}), удобно выразить отношением La_h/Yb_h и величиной значений европиевого минимума (Eu/Eu^*). Близость этих значений в спектрах сетевых проб аэрозоля Атлантики и в образцах снега на поверхности льда Северного ледовитого океана (рис. 1) свидетельствует о единстве источника минерального вещества (Сахара) или геохимическом сходстве аридных областей Европо-Азиатского континента (Тибет, Казахстан и др.).

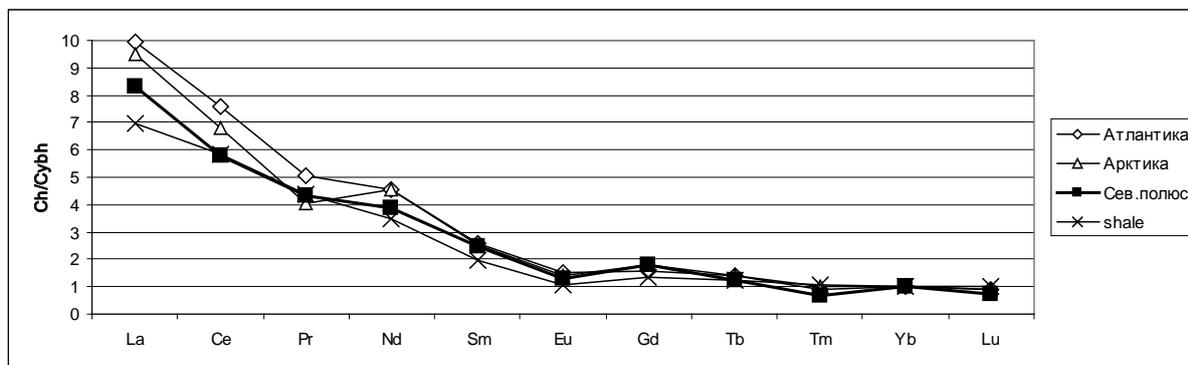


Рис. 1. Спектр хондритовых значений лантаноидов в атмосфере экваториальной зоны Атлантического океана (Атлантика), во льду Северного Ледовитого океана (Арктика), донном осадке Северного Ледовитого океана (Северный полюс), глинистом сланце (Li, 1991)

Для верхового болота Бакчар основополагающим являлось предположение об атмосферном привносе микроэлементов как единственном источнике, который выдерживался, судя по датированию стратифицированных горизонтов торфяной залежи, последние 2000 лет. Биохимические процессы в приповерхностных слоях торфяника (в объеме так называемого деятельного слоя) создают подвижные формы для многих микроэлементов, несмотря на их прочную связь с минеральным (кристаллическим) веществом в атмосферном аэрозоле. Это природное явление осложняет количественную оценку минеральной массы в момент поступления на поверхность болота (в слабо уплотненные верхние слои). Именно РЗЭ, входящие в группу консервативных (индифферентных) химических элементов, сохраняются в неизменном соотношении между собой, соответствуя моменту поступления из атмосферы.

На основе данных по зольности изученные горизонты 2,4-м разреза сгруппированы в 20 интервалов. Расчетные временные диапазоны формирования этих интервалов составляют: для первых 7-ми (XX век) от 5 до 34 лет, для остальных от 125 до 1072 лет (таблица).

В настоящий момент (на время отбора разреза, 2003 год) в интервале 160–240 см содержится: неразложившейся торфообразующей биомассы — 8,44 г/см², а неорганического минерального вещества — 489,2 мг/см². Временной период формирования этих стратифицированных горизонтов в условиях мезотрофной стадии составил 1766 лет.

В олиготрофную стадию накопилось сопоставимое количество торфа 7,24 г/см², но за период 2966 лет, а минерального вещества — в 3 раза меньше, лишь 172 мг/см². При этом за первые 1072 лет (150–160 см) накопилось лишь 0,88 г/см² биомассы, а минерального вещества — 38,3 мг/см², за следующие 1794 лет (58–150 см) — соответственно, 4,70 г/см² и 67,0 мг/см², а за последние 100 лет (0–58 см) — соответственно, 1,66 г/см² и 50,1 мг/см².

Скорость аккумуляции торфа в XX в. (122–254 г/дм² в год) была значительно выше, чем в предыдущие 19 веков (8–34 г/дм² в год). Даже если учесть значительное (до 45 %) разложение биомассы, темпы прироста торфа и в мезотрофную стадию были ниже, чем в настоящее время. На фоне высокого, но достаточно выдержанного во времени темпа прироста биомассы в XX в., слои интервалов 38–44 см и 28–38 см выделяются самыми высокими темпами накопления минеральной массы — 104 мг/дм² в год и 99 мг/дм² в год, соответственно. Средняя скорость накопления неорганической составляющей на Бакчарском болоте в XX в. составила величину **50 мг/дм² в год**, что даже превышает этот показатель для мезотрофной стадии развития болота.

Потоки (накопление) органической и минеральной компонент в торфянике Бакчар

Слой	Время накопления	Торф в слое	Торф скорость накопления	Торф зольность слоя	Зольное вещество торфа	Скорость накопления зольного вещества	Атмосферный поток минерального вещества
см	год	г/см ²	г/м ² год	%	мг/см ²	мг/дм ² год	мг/дм ² год
Олиготрофная стадия							
0-10	5	0,13	254	1,31	1,7	33	13
10-20	6	0,13	218	1,29	1,7	28	11
20-28	7	0,13	183	1,69	2,2	31	12
28-38	14,6	0,33	226	4,4	14,5	99	89
38-44	9,3	0,21	226	4,6	9,7	104	97
44-52	34	0,42	123	3,12	13,0	38	33
52-58	26	0,32	122	2,32	7,4	28	17
0-58	100	1,66	166	2,68	50,1	50	39
58-72	318	0,95	30	1,8	17,0	5	3
72-75	212	0,17	8	3,45	5,9	2,8	3,3
80-90	176	0,68	39	1,48	10,1	5,7	4,7
90-100	304	1,02	34	1,61	16,4	5,4	5,0
100-110	154	0,37	24	1,97	7,2	4,7	3,2
110-120	213	0,51	24	2,02	10,3	4,8	4,6
120-130	125	0,3	24	1,66	4,9	3,9	1,9
130-140	167	0,4	24	1,67	6,6	4,0	1,9
140-150	125	0,3	24	1,69	5,0	4,0	1,2
150-160	1072	0,88	8	4,37	38,3	3,6	1,7
58-160	2866	5,58	19	2,19	122	4,2	3,0
Мезотрофная стадия							
160-200	884	4,68	53	4,58	214,3	24	10
200-230	682	2,88	42	6,4	184,4	27	10
230-240	200	0,88	44	10,3	90,5	45	26
160-240	1766	8,44	46	7,1	489,2	32	15,3

Образование стратифицированных горизонтов происходит на уровне «подошвы» деятельного слоя, которая имеет возраст не менее 20–30 лет. Верхние, молодые горизонты деятельного слоя обогащены биофильными элементами, создающими так называемую конституционную зольность (Бертнатонис и др., 1993). Если принимать атмосферный аэрозоль единственным источником поставки биогенных элементов, то следует признать факт фракционирования химических элементов в деятельном слое: биогенные элементы аккумулируются вновь образующимся углеродсодержащим веществом, и минеральное вещество выпавшего аэрозоля покидает деятельный слой, потеряв ту часть биогенных элементов, которая участвовала в биохимическом процессе.

Непосредственное изучение зольного остатка сухого торфа дает существенную дополнительную информацию для решения основной задачи — оценки потоков минерального вещества из атмосферы. Так как биохимические процессы в деятельном слое определяют диагенез минерального вещества аэрозоля, это необходимо принимать во внимание при попытках воссоздания состава минерального вещества атмосферного аэрозоля на момент его выпадения на поверхность болота. Консервативные в процессах миграции химические элементы с наибольшей вероятностью сохраняются в составе стратифицированных горизонтов. Используя соотношения концентраций подвижных и консервативных элементов в атмосферном аэрозоле, можно определить как приобретенные, так и потерянные количества элементов

стратифицированным горизонтом и тем самым установить величину минеральной массы в момент выпадения аэрозоля.

В качестве модели химического состава минеральной фракции атмосферного аэрозоля для Западной Сибири В.М. Гавшин (2003) предложил глинистый сланец из работы (Li, 1991), нормируя на который ему удалось установить коэффициенты обогащения (EF — Enrichment Factor) «летучими» элементами в разрезе 1000-летнего монолита на Кирсановском болоте (Гавшин и др., 2003). При определении EF-коэффициентов обогащения химического элемента в образце торфа и в его зольном остатке важно получить относительные значения, что достигается предварительным нормированием каждого элемента (x_i) на консервативный элемент в процессах миграции, в нашем случае на Sc. Таким образом, коэффициент обогащения конкретного элемента в исследуемом образце (торфе или его зольном остатке) рассчитывается согласно выражению (Shotyk W. et al., 1966):

$$EF = (x_i/x_{Sc})_{\text{образец}} / (x_i/x_{Sc})_{\text{глин. сланец}}$$

где x_i образец — содержание i -го химического элемента в объекте исследования; x_{Sc} — содержание скандия в объекте исследования; x_i глин. сланец — содержание i -го химического элемента в глинистом сланце; x_{Sc} глин. сланец — содержание скандия в глинистом сланце.

На основе такого двойного нормирования получены коэффициенты обогащения химическими элементами слоев олиготрофной стадии; результаты представлены графиками на рис. 2 (А, Б, В).

Верхние слои (0–2, 10–12 см) в наибольшей степени обогащены щелочными (Na, K, Rb, Cs), щелочноземельными (Ca, Sr, Ba) и Mn, а также «летучими» Zn, Se, Ag, Cd, Sb, Au, Pb (рис. 2А).

На всех горизонтах средневековья (52–150 см) характерен дефицит щелочных (K, Rb, Cs) и избыток щелочноземельных (Ca, Sr) и Mn, и при этом сохраняется высокий уровень содержания «летучих» Zn, Se, Ag, Cd, Sb, Au, Pb (рис. 2Б).

Дефицит щелочных (K, Rb, Cs) и избыток щелочноземельных (Ca, Sr) и Mn также характерен для горизонтов мезотрофной стадии (180–230 см), здесь же можно отметить высокий уровень содержания «летучих» Zn, Se, Ag, Cd (рис. 2В).

Гумусированный горизонт подошвы торфяника (230–240 см) содержит аномальные концентрации U и Mo, генетическая природа которых нами не выяснена, но оставляет нам право на заключение о существовании высокой восстановительной среды в подошве торфяника (в прошлом или настоящем времени?).

По характеру распределения микроэлементов (в значениях EF) в разрезе торфяника выделяются три ассоциации микроэлементов (из числа 42 определенных):

1) лантаноиды, скандий, хром, никель, кобальт, торий, а также железо повторяют распределение зольности, а отношения между ними мало отличаются от отношений между кларками для глинистых сланцев (Li, 1991). Они близки к единице ($EF=0,9\pm 0,3$) независимо от зольности. Выдержанность значений EF для этих элементов по всему разрезу торфяника (до 150 см) свидетельствует о том, что элементы не испытывали фракционирования как в процессе атмосферного переноса, так и в процессе торфонакопления (в олиготрофной стадии).

2) «летучие» халькофильные элементы (Cd, Pb, Zn, Sb) имеют высокие значения EF во всех слоях торфяника, достигая, например, для Cd значения $EF=37$, для Pb — $EF=10,2$ в самом верхнем (очесном) слое. В отличие от элементов первой группы у «летучих» элементов наблюдается уменьшение значений коэффициентов обогащения с увеличением зольности (привнесом почвенного материала). Зольность верхних слоев (0–28 см) как минимум на половину величины определяется биогенной природой, что и сказалось при нормировании на Sc, поскольку он связан только с терригенным материалом атмосферного аэрозоля.

3) третья ассоциация элементов — это биофильная группа, которая активно аккумулируется в деятельном слое, формируя конституционную зольность. Для живой, растительной массы прежде всего необходимы щелочные и щелочноземельные, марганец, в меньшей степени — медь, никель, кобальт и др. «Главными» элементами в составе конституционной золы торфа являются калий и кальций, на их долю приходится до 80 % весового вклада всей группы щелочных и щелочноземельных элементов. Их распределение по слоям разреза может предсказать доленое весовое участие и менее распространенных Rb, Sr, Ba, Cs, однако абсолютные концентрации в

зольном веществе первых трех не выше 1 %, а цезия — 0,002 %.

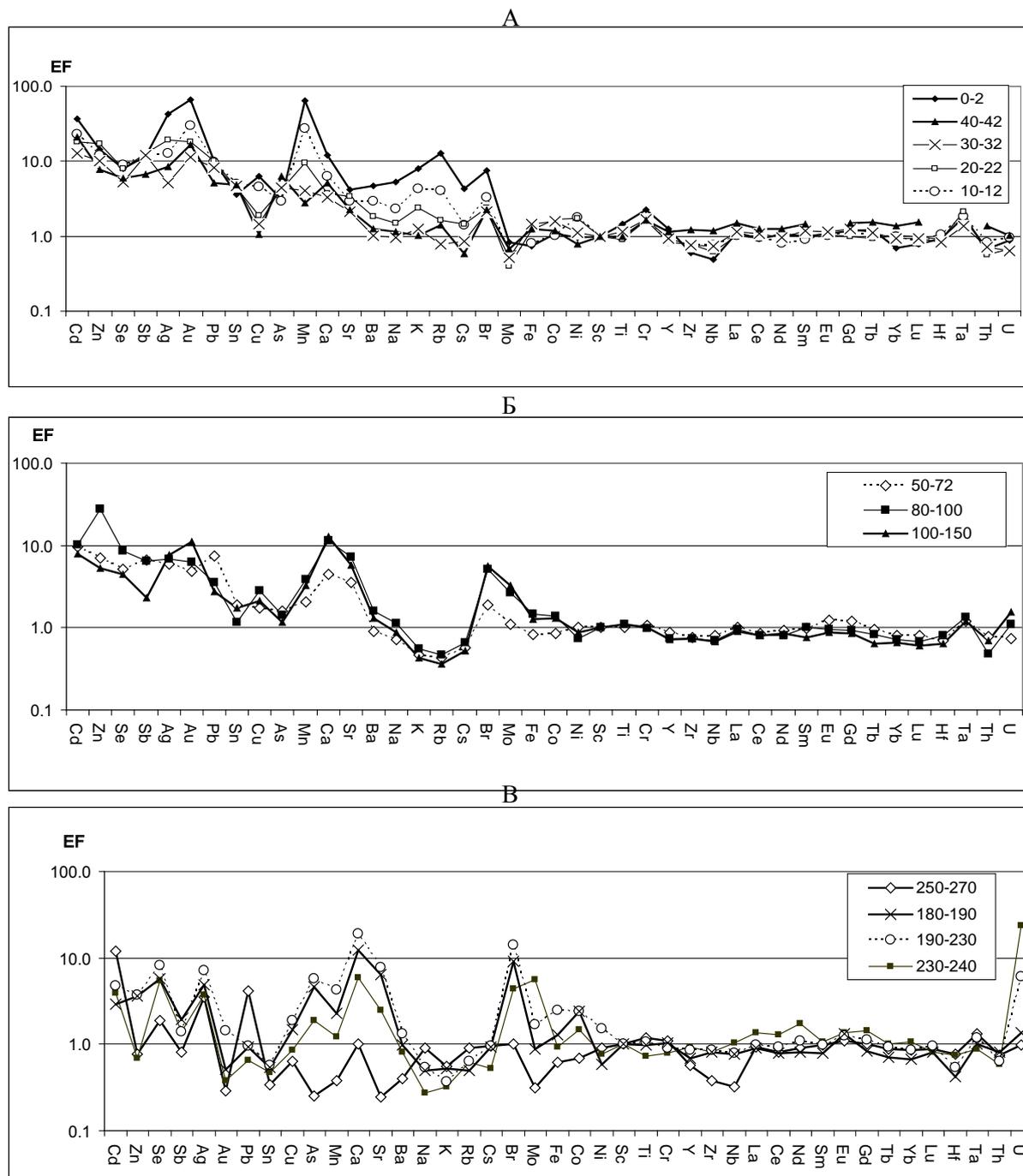


Рис. 2 (А, Б, В) — спектры коэффициентов обогащения (EF) химическими элементами в слоях: А — монолита; Б — олиготрофной стадии; В — мезотрофной стадии, глеевой глине (250–270 см)

Таким образом, характер распределения калия, рубидия, цезия в разрезе торфа в период олиготрофной стадии может однозначно свидетельствовать об атмосферном источнике поступления щелочных элементов, подверженных выщелачиванию из твердой фазы аэрозоля в самых верхних слоях торфяника.

Для объяснения высоких содержаний кальция, достигающих 20% в золе торфа, приходится искать дополнительный источник поставки, поскольку атмосферный источник можно предположить только для верхних слоев, где накапливается калий. Ввиду того, что кальций, возможно, накапливается в стратифицированных горизонтах в виде карбоната, оценка потоков

минерального вещества проведена нами с учетом карбонатного разбавления. Полученные значения атмосферных потоков значительно отличаются (в меньшую сторону) от потоков накопления минерального вещества, который нами (и, видимо, другими) отождествлялся с потоками атмосферного привноса (Гавшин и др., 2003).

Средние значения атмосферного потока минерального вещества со спектром химических элементов глинистого сланца, в тоже время обогащенных группой тяжелых металлов, в последние 19 столетий (без XX века) составили величину 2,1 (1,0–3,3) мг/дм² год.

В начале двадцатого века атмосферный поток поднялся до значения 17 мг/дм² год, а в 50–80 годы XX века поднимался до величин 89–97 мг/дм² год, к концу XX века вновь опустился на уровень 12 мг/дм² год. А.П. Бояркиной с соавторами (1993) для Иксинского полигона (120 км на запад от Томска) получены значения 16 мг/дм² год для начала XX века, а для 60–80-х годов XX века — 76 мг/дм² год. С этими данными хорошо совпадают данные, полученные нами.

Сопоставление данных по распределению минерального вещества во временных интервалах XX века на Бакчаре-1, Кирсановском и на трех полигонах Томского университета, удаленных на 5, 120 и 230 км от Томска (Бояркина и др., 1993), подтверждают заключение томских исследователей о высокой **запыленности** атмосферы, которая обусловлена, вероятнее всего, «усиленным» перебросом терригенного материала из Казахстана. Высокие темпы накопления минерального вещества в стратифицированных слоях начались с конца 50-х годов и выдерживались вплоть до 80-х годов. На полигоне в междуречье р. Чулым и р. Кеть (230 км к северу от Томска) в эти годы не обнаружено какого-либо заметного повышения темпов накопления по сравнению с темпами накопления в течение всей первой половины XX века (до атомной эпохи). Этот факт дает основание для пересмотра нашего представления о «усиленном» перебросе терригенного материала из Казахстана. Выпадения ¹³⁷Cs на болотах Западной Сибири, скорее всего, имеют глобальный характер. Природные процессы (смещение границ лесостепей, сухой климат, температура и пр.) могут привести к росту транспорта терригенного вещества на уровне 5-кратного увеличения по сравнению потоков XI–XVIII веков. Предположение о загрязненности атмосферы над таежной территорией Западной Сибири тяжелыми металлами за счет природных процессов (пожары) для Кирсановского и Бакчарского торфяников остается в силе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00655).

Литература

Бертнатонис В.К., Архипов В.С., Здвижков М.А., Прейс Ю.И., Тихомирова Н.О. Геохимия растений и торфов Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. Томск: Изд-во Института оптики атмосферы, 2002. С. 204–215.

Бояркина А.П., Байковский В.В., Васильев Н.В., Глухов Г.Г., Медведев М.А., Писарева Л.Ф., Резчиков В.И., Шелудько С.И. Аэрозоли в природных планшетах Сибири. Томск: Изд-во Томского университета, 1993. 157 с.

Гавшин В.М., Сухоруков Ф.В., Будашкина В.В., Мельгунов М.С., Бобров В.А. Свидетельства фракционирования химических элементов в атмосфере Западной Сибири по данным исследования верхового торфяника // Геохимия. 2003. № 12. С. 1337–1344.

Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. С. 163–248.

Li Yuan-hui. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // Geochim. Et. Cosmochem. Acta. 1991. V. 55. P. 3223–3240.

Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G. et al. Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition in an ombrotrophic bog profile, Jura Mountains, Switzerland // Earth and Planetary Scien. Letter. 1966. V. 145. P. 1–7.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОСИНСКОГО ПЛАСТА В ПРЕДЕЛАХ ВЕРХНЕЧОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

О.В. Боброва, А.П. Вилесов, В.С. Воробьев

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, OVBobrova@tnk-bp.com

Верхнечонское месторождение является одним из крупнейших в Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Нефтегазоносность здесь связана с терригенными отложениями венда, карбонатными пластами венда и кембрия. Благодаря отбору нового качественного кернового материала при эксплуатационном бурении последних лет получена новая информация, позволяющая детализировать представления об особенностях литологического строения продуктивных пластов.

При изучении литологии осинского пласта (нижний кембрий, усольская свита) были уточнены закономерности распределения породообразующих минералов по разрезу, систематизированы литогенетические типы пород, установлены фациальные вертикальные последовательности и латеральные фациальные переходы (Вилесов и др., 2012). Выполнена реконструкция истории седиментации осинского пласта.

Породообразующими минералами пород осинского пласта являются доломит, кальцит и ангидрит; галит цементирует различные типы пустот, и его содержание очень изменчиво по разрезу. В незначительных долях присутствуют кварц, глины гидрослюдистого состава, пирит, сидерит, флюорит.

В разрезе осинского пласта на Верхнечонском месторождении выделено три пачки со специфичными литологическими характеристиками (рис. 1) и фациальным строением.

Нижняя пачка представлена ритмичным чередованием пород сублиторали, литорали и субаэральной равнины с преобладанием литоральных осадков. Породы пачки представлены доломитами, известняками, глинистыми и сульфатизированными доломитами, доломитовыми мергелями. Неравномерно распределена галитизация. Толщина пачки изменяется от 5 до 11 м. Пород-коллекторов в ее составе практически нет.

Средняя пачка имеет наиболее значительную латеральную изменчивость. В ней представлены: 1) массивные доломиты водорослевых биогермов (толщиной до 18 м); 2) тонко- и узловато-слоистые доломиты забиогермной лагуны и межбиогермных зон; 3) аккумулятивные тела ооидных доломитовых грейнстоунов. Встречаются прослои доломитовых брекчий, имеющих как волновое, так и палеокарстовое происхождение. В средней пачке наиболее интенсивно проявились процессы доломитового метасоматоза благодаря высоким первичным фильтрационно-емкостным свойствам пород с развитой системой разнообразных органогенных и межформенных пустот. В биогермных породах средней пачки зафиксирована максимальная степень галитизации (до 24%). Толщина средней пачки достигает 20 м.

Верхняя пачка имеет ритмично-слоистое строение: она представлена чередованием пород верхней сублиторали, приливно-отливных равнин и себхи. Преобладают породы литорали, представленные доломитами и известняками (рис. 1). В средней пачке с выдержанной по площади месторождения ритмичностью повторяются слои себховых желваковых ангидритов. Толщина ангидритов достигает 0,4–1,2 м. Слои приливно-отливных известняков, умеренно затронутые доломитовым метасоматозом, сохранились благодаря своим низким первичным фильтрационно-емкостным свойствам. Мощность верхней пачки изменяется от 14 до 18 м. Она является основной продуктивной частью пласта.

На основе детального изучения керна и данных ГИС созданы каротажные образы основных пачек, слагающих пласт (рис. 2) (Воробьев и др., 2013). Их применение позволяет уточнить строение осинского горизонта как в пределах Верхнечонского месторождения, так и в региональном плане.

Накопление пород осинского пласта происходило в следующем диапазоне фациальных обстановок (по направлению от бассейна осадконакопления к континенту, рис. 3): 1) сублитораль и верхняя сублитораль; 2) забиогермная лагуна; 3) литораль (приливно-отливная равнина); 4)

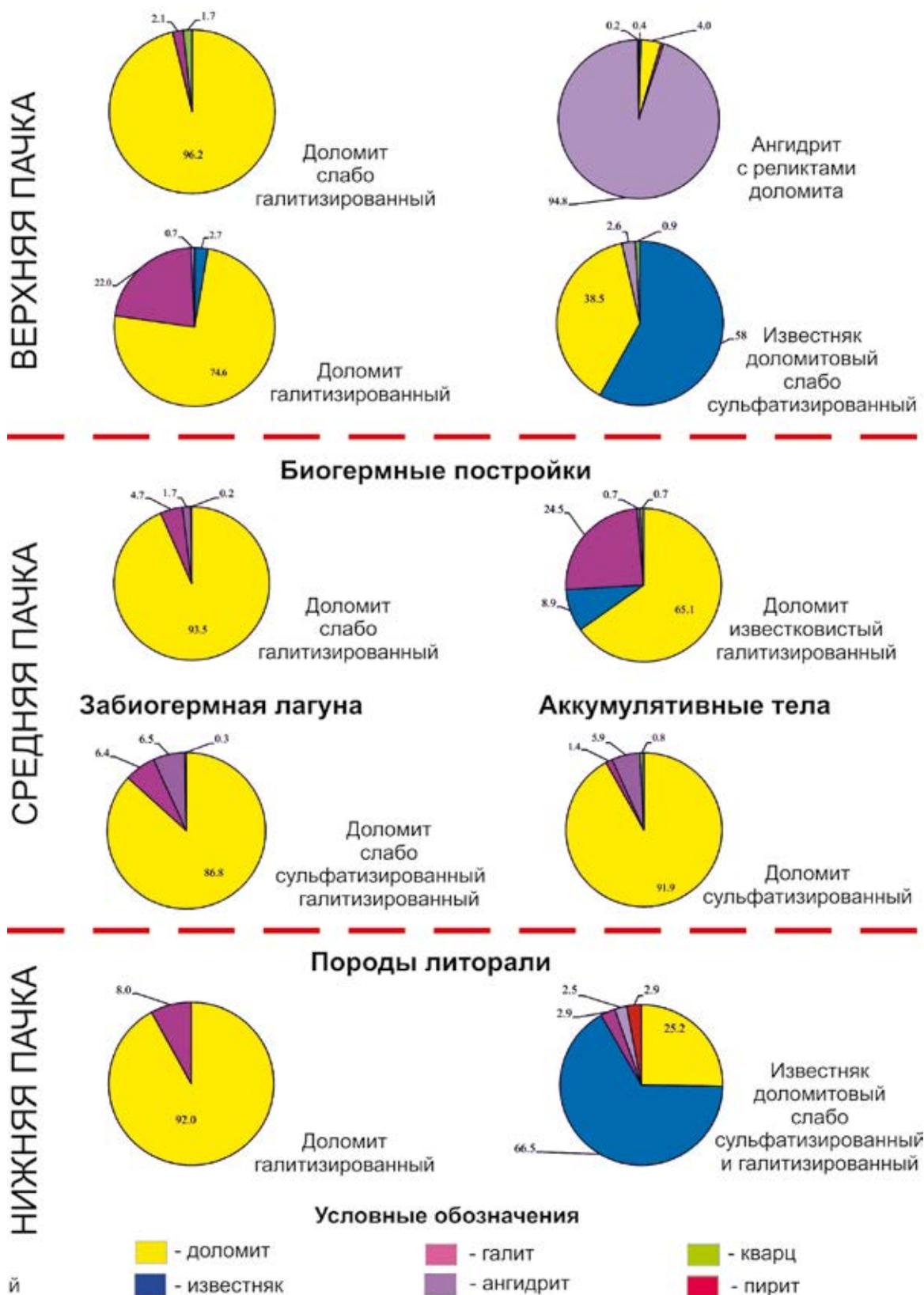


Рис. 1. Типовые гистограммы минералогического состава пород различных пачек осинского пласта

себха (соляная равнина); 5) субаэральная равнина. Каждая фациальная зона характеризуется специфичным комплексом структурно-генетических типов пород, отражающим условия осадконакопления (Вилесов и др., 2012). Обозначенный фациальный ряд менялся на протяжении осинского времени.

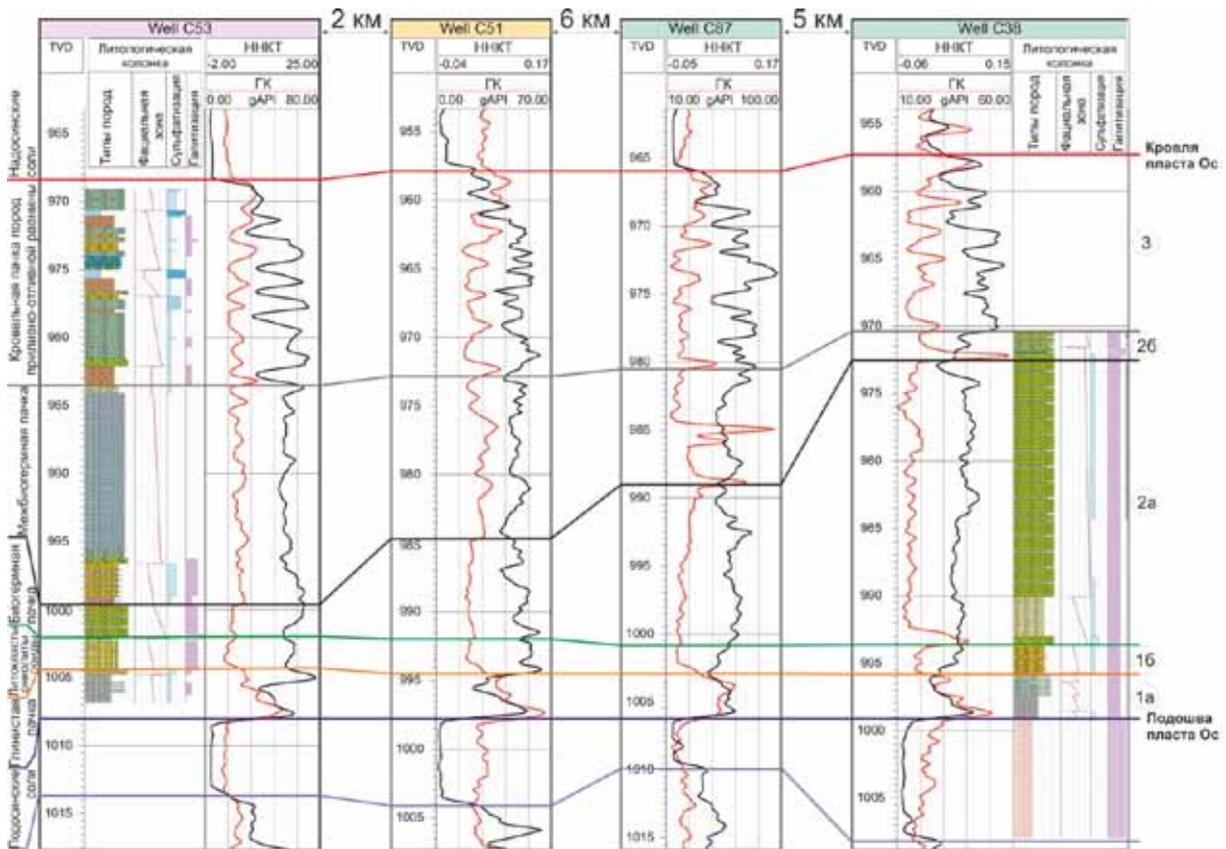


Рис. 2. Каротажные образы пачек осинского горизонта

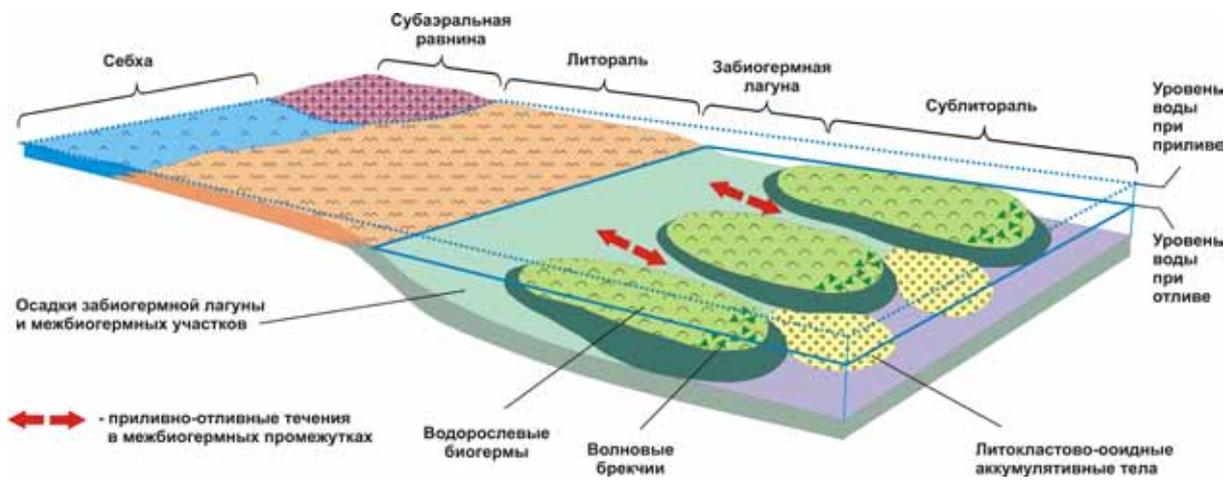


Рис. 3. Концептуальная седиментологическая модель формирования осинского горизонта

Формирование осинского пласта связано с общей региональной трансгрессией морского бассейна в начале среднеусольского времени (Кузнецов и др., 2000). Седиментация осадков нижней пачки (глинистых микрокристаллических доломитов, сульфатизированных доломитовых мергелей, строматолитовых и слоисто-водорослевых доломитов) происходила в условиях крайнего мелководья, при ритмичных приливно-отливных изменениях относительного уровня моря. В наиболее мелководных участках фиксируются субэральные перерывы с прослоями доломитовых брекчий. Снизу вверх по разрезу нижней пачки наблюдается снижение глинистости. Это свидетельствует о прогрессирующей трансгрессии и удалении источников поступления глинистого материала.

Переход от нижней к средней пачке осинского пласта фиксируется слоями литокластовых и ооидно-литокластовых доломитов толщиной до 3–4 м. Литокласты представлены разнообразными фрагментами водорослевых корочек, ориентированными по слоистости. Формирование их происходило в условиях нижней литорали при поступательном расширении подприливных обстановок.

Вторая пачка осинского пласта имеет наиболее выраженную латеральную неоднородность, что обусловлено формированием в сублиторальной зоне цепочки морфологически выраженных водорослевых биогермов, отделивших в северо-западной части месторождения забиогермную лагуну. Толщина водорослевых биогермов, сложенных массивными доломитами, достигает 20 м. Приливно-отливные процессы документируются текстурными и структурными особенностями межбиогермных и лагунных осадков, представленных тонкокристаллическими доломитами с неправильной тонкой волнистой и узловой слоистостью. В этих доломитах прослоями сохраняются реликты пелоидных и ооидных зерен, просматриваются ритмичные волнистые текстуры с драпировками глинисто-органического материала. В участках межбиогермных понижений, обращенных к сублиторали, по керну установлены аккумулятивные формы отливных карбонатных тел, сложенных ооидными, литокластово-ооидными и ооидно-пелоидными грейнстоунами. По-видимому, эти образования формируют обособленные линзы коллекторов в разрезе пласта. В органогенных водорослевых доломитах по керну фиксируются прослой обломочных брекчий, свидетельствующих о достижении постройки зоны волнолома. Кроме этого, по керну в органогенных доломитах зафиксированы проявления палеокарста, представленные полостями растворения с характерным брекчиевидным заполнением пустот.

Верхняя пачка осинского пласта формируется в условиях ритмичного чередования обстановок верхней сублиторали, литорали и супралиторали. По сравнению со средней пачкой она имеет выдержанное по площади слоистое строение. Наблюдается тенденция увеличения вверх по разрезу доли сульфатов, фиксирующая общее прогрессирующее обмеление в условиях аридного климата. Породы верхней сублиторали представлены в верхней пачке слоистыми водорослевыми бафлстоунами. Литоральные осадки включают в себя слоисто-водорослевые доломиты (баундстоуны), литокластовые, ооидные и онколитово-ооидные грейнстоуны (как доломиты, так и известняки). Более редко среди литоральных осадков выделяются строматолитовые, пелоидные и микрокристаллические доломиты. Специфичным литотипом верхней пачки являются желваковые (сеточные) ангидриты. Формирование ангидритов происходило в подповерхностных условиях супралиторальных соляных равнин (себхи). Просачивание соленых вод в верхнюю литифицированную зону доломитов и известняков приводило к эпигенетическому замещению доломитов сульфатами. Проникновение поровых вод в породы нижних пачек, создавало благоприятные условия для протекания доломитового метасоматоза. Наиболее интенсивному метасоматозу подверглись в это время породы средней пачки благодаря развитой системе разнообразных органогенных пустот. В породах средней пачки петрографически установлены наиболее чистые и интенсивно перекристаллизованные вторичные доломиты.

Выполненная реконструкция истории седиментогенеза осинского пласта объясняет причины вертикальных и латеральных литологических неоднородностей резервуара и создает необходимую основу для построения геологической и петрофизической моделей. Актуальность доизучения литологии и фациального строения осинского пласта возрастает в связи с планированием его использования в качестве подземного хранилища попутного газа.

Литература

Вилесов А.П., Боброва О.В., Максимова Е.Н. Литолого-фациальное строение осинского пласта Верхнечонского месторождения (нижний кембрий, Восточная Сибирь) // Фациальный анализ в нефтегазовой литологии: Труды II регионального совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Н. Ботвинкиной. Томск: Изд-во ЦППС НД, 2012. С. 302–310.

Воробьев В.С., Вилесов А.П., Боброва О.В., Макаров И.Е. Строение и условия образования осинского горизонта в пределах Верхнечонского месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2013. В печати.

Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В. и др. Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность. М.: Научный мир, 2000. 104 с.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ДОЛОМИТЫ ВЕРХНЕЮРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Н.И. Бойко

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, boiko@sfedu.ru

По степени доломитности пород верхнеюрской (оксфордско-кимериджской) карбонатной формации в пределах Северного Кавказа по резкой границе выделяются три зоны: центральная (междуречье Кубань-Белая), характеризующаяся незначительной степенью доломитности, а также западная (междуречье Белая-Курджипис) и восточная (междуречье Кубань-Аргун) с резко повышенной доломитностью.

По данным минералого-петрографических исследований, доломит центральной зоны находится в различных формах проявления (Бойко, 1982). При этом эпигенетические (наложенные) его разности приурочены здесь главным образом к микротрещинам, порам, а также ромбоэдрическим и округлым пустоткам, образовавшимся в результате выщелачивания кристалликов доломита. Редко и, как правило, в верхней части восточных разрезов рассматриваемой зоны эпигенетический доломит представлен сплошной, сильно пористой и ожелезненной среднезернистой породой. Форма его зерен неправильно-ромбоэдрическая, реже ромбоэдрическая, размеры от 0,05 до 0,2 мм. Зерна плотно прилегают друг к другу по неровным извилистым контурам. Многочисленные поры, имеющие щелевидную или угловатую форму, частично выполнены желтоватым битуминозным веществом, иногда в них обнаруживаются мелкие ксеноморфные зерна целестина. Часто наблюдаемые между зернами доломита и внутри них реликты пелитоморфного кальцита свидетельствуют об образовании доломита в результате метасоматического замещения известковой породы. Источником магния при этом служили в основном высокоминерализованные растворы выщележащей кимериджско-титонской карбонатно-эвапоритовой формации. Непрерывное взаимодействие медленно просачивающихся вниз седиментационных вод, обогащенных $MgCl_2$ и $MgSO_4$, с карбонатными породами протекало, очевидно, по реакциям Мариньяка и Гайдингера.

В ходе этих реакций ионы магния попадали из раствора в кристаллическую решетку кальцита, а в раствор из пород выделялось эквивалентное количество ионов кальция. Энергетическая выгодность замещения карбоната кальция хлоридом магния доказана целым рядом исследователей, а по второй реакции М.Г. Валяшко (1962) получены ромбоэдрические кристаллы доломита, идентифицированные кристаллооптическим методом.

В результате этих реакций поровые растворы переходили в широко распространенные среди отложений формации хлоркальциевые воды (Кондратьев, Митин, 1976), известняки доломитизировались и испытывали одновременно сульфатизацию. В последующем под воздействием подземных вод сульфат кальция частично выщелачивался, обуславливая образование многочисленных пор, приуроченных к доломитизированным участкам. Некоторые поры в дальнейшем заполнялись переотложенным доломитом. Зональное строение кристалликов доломита также связано с процессами переотложения вещества.

Связь эпигенетических доломитов с районами распространения высококонцентрированных хлоридно-кальциевых рассолов отмечается многими исследователями (Зайцев, Басков, 1969; Кореннов и др., 1975 и др.). При этом они, считая эпигенетическое доломитообразование реальным природным процессом, рассматривают его как основной фактор формирования хлоридно-кальциевых рассолов.

Повышенная, по сравнению с расчетной (Страхов, 1971), роль эпигенетического доломитообразования может быть объяснена заменой растворов, отдавших магний, новыми его порциями, поступающими сверху, что привело к наблюдаемому увеличению степени доломитности отложений формации в верхних частях разрезов.

К настоящему времени известно большое количество примеров ассоциации доломитизированных карбонатных пород с вышелегающими эвапоритами. Эта ассоциация, по мнению А.А. Махнача (1989), является «краеугольным камнем модели доломитизации известняков под влиянием рассолов галогенеза» (стр. 216).

Как было отмечено, степень доломитности верхнеюрских карбонатных отложений западной зоны значительно выше, чем в центральной. Так, уже в бассейне р. Белой они представлены в основном известняками доломитистыми, известняками доломитовыми и доломитами известковистыми.

В доломитистых известняках доломит образует изолированные ромбоэдры размером до 1,0 мм, а в доломитовых известняках — гнезда и линзочки размером до 2–3 мм. Как в доломитовых известняках, так и в самих доломитах зерна имеют весьма разнообразную форму и плотно прилегают друг к другу по неровным извилистым контурам, иногда разобщаясь тонкой каймой глинистого вещества. Большая часть зерен замутнена пылевидными известковыми включениями. Присутствие скелетных кристалликов доломита свидетельствует о росте их в свободном пространстве.

В юго-западном направлении степень доломитности отложений карбонатной формации еще более увеличивается, и в пределах хребта Каменное море они представлены массивными, кавернозными, известковисто-глинистыми доломитами светло-серой и розовой окраски. Зерна доломита с преобладающими размерами 0,2–0,6 мм, как и по р. Белой, плотно прилегают друг к другу и замутнены пелитовыми включениями. Ромбоэдрические его кристаллики приурочены главным образом к щелевидным пустотам и имеют зональное строение. Пелитоморфный кальцит содержится в виде мелких реликтовых участков, буроватых за счет примеси глинистого материала и тонкодисперсных гидроокислов железа.

Аналогичные доломиты прослеживаются и западнее, в бассейне р. Курджипс. Многочисленные микротрещинки и поры в них заполнены обычно битумом. В виде единичных мелких зерен (до 0,1 мм) на стенках трещинок встречена самородная сера.

Не прекращающиеся до настоящего времени процессы гипергенного выщелачивания, сопровождающиеся перекристаллизацией и минералогическим перераспределением вещества, в результате чего изменился первичный облик породы, позволяют отнести доломиты междуречья Белая-Курджипс к эпигенетическим. Источником магния для их формирования служили, вероятно, седиментационно-диагенетические доломиты карбонатной формации и седиментационные доломиты перекрывающей ее кимериджско-титонской эвапоритово-карбонатной формации. Образование обоих генетических типов доломитов происходило в условиях относительно мелкого хорошо прогреваемого суббассейна, существовавшего в позднеюрское время к востоку от рифовой гряды Лагонакской ступени. От эпиконтинентального моря Восточно-Кубанской впадины он, очевидно, отделялся в районе р. Белой мелководной зоной, контролируемой конседиментационно развивавшимся тектоническим нарушением.

Соленость водных масс суббассейна во время накопления отложений карбонатной формации не была высокой, о чем свидетельствуют минералого-петрографические особенности доломитовых пород, а именно практически полное отсутствие в постседиментационно неизмененных их разностях магнезита, гипса и ангидрита. Такое заключение согласуется, кроме того, с наличием в доломитовых породах довольно обильных реликтов фауны и не противоречит представлениям об образовании доломитов.

Образование доломитов междуречья Белая-Курджипс во время карбонатного седиментогенеза происходило не в виде сплошной массы, какую мы наблюдаем в настоящее время, а в виде линз и различной степени доломитности прослоев карбонатных пород. Аналоги таких образований, лишь в незначительной степени подверженных постседиментационным изменениям, сохранились в бассейне р. Белой, в нижней части хребтов Азиш-Тау и Каменное море.

В кимериджско-титонское время условия образования пород как на всей территории Западного Предкавказья, так и в междуречье Белая-Курджипс резко изменились. В результате аридизации климата и, следовательно, увеличения испарения воды в морском бассейне

Восточно-Кубанской впадины понижался его уровень и одновременно увеличивалась минерализация и плотность остаточных растворов, которые опускались на дно и стекали в сторону глубоководного моря геосинклинали Северо-Западного Кавказа. А так как в пределах внешнего края шельфа путь им преграждала узкая приподнятая Лагонакская ступень, то они накапливались здесь в зарифовой зоне, обуславливая дополнительную доломитизацию верхних слоев карбонатной формации и образование в виде сплошной массы седиментационных доломитовых пород, сохранившихся в настоящее время лишь на отдельных участках региона (бассейн р. Курджипис и др.).

В дальнейшем, в результате неоднократно повторявшихся поднятий, первое из которых проявилось уже на границе кимериджского и титонского времени, изучаемая территория выводилась выше местного базиса эрозии и подвергалась процессам выщелачивания, аналогичным нынешним. При этом седиментационные доломиты нижней части карбонатно-эвапоритовой формации и верхние слои доломитовых пород карбонатной формации растворялись. А освободившийся магний поступал в нижележащие породы, обуславливая дополнительную их доломитизацию. Подобное перераспределение протекает в междуречье Белая-Курджипис и в настоящее время. Принципиальная возможность такого рода перераспределения доломитов в эпигенетическую стадию формирования карбонатных пород доказана В.Н. Холодовым с соавторами на примере фосфоритонесных вендско-кембрийских отложений хр. Малый Кара-Тау (Холодов и др., 1980).

Резкое увеличение степени доломитности пород в зонах тектонических нарушений дает основание говорить об определенной роли в поставке магния наложенных процессов. Особенно сильно эпигенетическая доломитизация в междуречье Белая-Курджипис проявилась в зонах Курджипиского и Цицинского конседиментационных разломов. Здесь биогермные и органогенно-детритовые известняки сменяются доломитами по очень резкой границе. При этом минералого-петрографические исследования подтверждают отсутствие переходной зоны между этими породами. Доломиты образовались, по всей видимости, в результате циркуляции богатых магнием вод вверх по ослабленным зонам в известняках. В северных районах Лагонакской ступени перемещению магниезальных растворов кверху препятствовала наблюдаемая здесь в основании кимериджско-титонских отложений толща пестроцветных глинистых пород. Первоисточником магния и в этом случае, вероятно, служили вмещаемые седиментационно-диагенетические доломиты.

Учитывая то обстоятельство, что распределение изотопов как углерода, так и кислорода, зафиксированное в карбонатах, практически не изменяется в процессах их постседиментационных преобразований, включая и эпигенетическую доломитизацию, об источниках магния доломитов верхнеюрской карбонатной формации можно с определенной долей условности судить по изотопному составу их углерода и кислорода.

Анализ результатов определений изотопного состава углерода и кислорода оксфордско-кимериджских доломитов западной зоны однозначно указывает на повышенные содержания ^{13}C и ^{18}O , характерные, как правило, для эвапоритовых образований (Дегенс, 1971). Причем обращает на себя внимание то обстоятельство, что доломиты, отобранные на плато Лагонаки и хр. Азиш-Тау, тяжелее на 1–2 ‰ как по углероду, так и по кислороду, чем доломиты из карьера р. Белой. Такое повышение содержания ^{13}C и ^{18}O в доломитах может быть объяснено интенсивной гидротермальной их проработкой в зонах разломов, происходящей при избытке водных растворов (Загнитко, Луговая, 1989).

Доломиты восточной зоны (междуречье Кубань-Аргун) также проявляют отчетливую приуроченность к тектоническим нарушениям, особенно к разлому, отделяющему Северо-Кавказский краевой массив от геосинклинали Большого Кавказа. При изучении этих доломитов под микроскопом отчетливо проявляется их метасоматическая природа. По изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от 3,49 до 4,17 ‰) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от 23,72 до 24,58 ‰) доломиты восточной

зоны идентичны доломитам плато Лагонаки и хр. Азиш-Тау. Это позволяет предположить, что и они сформировались в результате глубокого катагенетического преобразования первично осадочных морских карбонатных пород.

Таким образом, в верхнеюрских карбонатных образованиях Северного Кавказа наряду с седиментационно-диагенетическими доломитами, обусловленными в основном палеогеографическими особенностями, значительную роль играют эпигенетические доломиты, образование которых контролировалось гидрогеологическими и структурно-тектоническими особенностями региона.

Литература

Бойко Н.И. О генезисе доломитов верхнеюрских карбонатных отложений Западного Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 2. С. 151–159.

Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.

Дегенс Э.Т. Распределение устойчивых изотопов в карбонатах // Карбонатные породы. М.: Изд-во Мир, 1971. С. 144–153.

Загнитко В.Н., Луговая И.П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1989. 316 с.

Зайцев И.К., Басков Е.А. Основные черты гидрохимической зональности платформенных областей и её значение для изучения вторичного изменения осадочных пород // Литология и полезные ископаемые. 1969. № 6. С. 81–94.

Кондратьев И.А., Митин Н.Е. Состояние и пути повышения эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в Краснодарском крае // Геология нефти и газа. 1976. № 1. С. 15–19.

Кореннов Ю.Ф., Голицын М.С., Голицына Г.И. О возможной роли эпигенетической доломитизации известняков в образовании подземных рассолов хлоркальциевого типа (на примере Припятской впадины) // Закономерности формирования подземных вод. М.: Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1975. С. 70–79.

Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.

Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 609 с.

Холодов В.Н., Комарова Г.В., Лисицина А.К. К проблеме эпигенетического доломитообразования // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 4. С. 81–95.

Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т. Цветные, благородные и редкоземельные металлы в железо-марганцевых корках и базальтах возвышенности Беляевского (Японское море) // Вестн. КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2010. № 2. С. 231–245.

Батурин Г. Н. Геохимия гидротермальных железо-марганцевых корок Японского моря // Докл. РАН. 2012. Т. 445, № 2. С. 179–184.

Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 2. С. 58–69.

Скорнякова Н.С., Батурин Г.Н., Гурвич Е.Г. и др. Железомарганцевые корки и конкреции Японского моря // ДАН СССР. 1987. Т. 293, № 2. С. 430–434.

Съедин В.Т. Особенности кайнозойского базальтоидного магматизма и вопросы происхождения Японского моря // Тихоокеанская геология. 1989. № 2. С. 30–38.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АЛЛЮВИЯ В РАЗНОПОРЯДКОВЫХ РЕКАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

О.А. Борсук

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва,
borsuko39@gmail.com*

Изучение современного руслового аллювия — руслообразующих наносов — производилось на разнопорядковых реках Восточной Сибири. Порядки рек выделялись по методу В.П. Философова – А. Стралера по картам масштаба 1:100000. Шаг опробования на малых, первого-третьего порядков водотоках — 1 км, на средних и крупных реках — от 3–5 км до 50 км в низовьях р. Лены. Количество точек опробования возрастало на эталонных участках. Аллювий изучался на приверхах побочной, осередков и остовов в руслах рек. Все изыскания носили прикладной характер и проводились либо при поисках россыпей, либо при решении инженерных задач для целей судоходства.

Изучался гранулометрический состав аллювия, петрографический состав галечного материала, морфометрия обломочных частиц, включая окатанность. Статистическая обработка материала проводилась с использованием коэффициентов вариации и корреляционным анализом.

В низкопорядковых бассейнах (I–III порядков) прослеживается физико-географическая составляющая разрушения горных пород процессами выветривания. Так, в бассейнах северной экспозиции материал более крупный, обломки имеют уплощенно-удлиненную форму, а в бассейнах южной экспозиции, как правило, обломочный материал в русле менее грубый, форма обломков более изометрична. Естественно, возможны отскоки за счет литолого-тектонических особенностей массива пород, но как показывает опыт анализа более 500 низкопорядковых бассейнов в различных районах Восточной Сибири и Забайкалья, отклонения от отмеченной закономерности встречаются в 5–7 % случаев. В низкопорядковой сети зарождается транзит обломочного материала. Очевидно, что он не велик, так как морфологически не выражен, т.е. в руслах малых водотоков отсутствуют формы транзита материала — осередки, косы и т.п. Активный русловой транзит обломочного материала начинается на водотоке IV и более высоких порядков.

При нарастании порядка водотока в гумидных условиях активно перемещаются песчано-галечные косы. Это находит отражение в большей сортированности аллювия, уменьшении его крупности, увеличении окатанности. Окатанность достаточно быстро увеличивается, вырастает доля средне- и хорошо окатанных галек (2–3 классы окатанности по А.В. Хабакову). Доля разных по составу пород, дальность транзита для приобретения высокой степени окатанности различаются в несколько раз. Например, известняки имеют высокую окатанность в 2 и более балла через 50–80 км, граниты — через 200–250 км, кварцевые порфиры — 400–500 км. Экспериментально эти закономерности были исследованы на лотках (Разумихин, 1966)

Русловой транзит полифракционного аллювия приводит к селекции обломочного материала. Через 200–50 км от начала транзита грубообломочного аллювия поток песчаного материала резко преобладает в русле. Такова картина формирования аллювия на бесприточных участках. Но натурные эрозионные сети всегда имеют разнопорядковые притоки. Отмечалось (Борсук, 2005), что воздействие притоков на формирование аллювия в главной, стволовой реке существенно, при разнице порядков на два-четыре. Естественно, что транзит обломочного материала в русловой сети тесно увязан с уклонами. Уклоны отчетливо реагируют на морфологию долины — сужения и расширения.

Очевидно, что крупность, сортированность, окатанность и иные характеристики аллювия реагируют на изменения уклона, а, соответственно, скорости потока. В сужениях в зависимости от их морфологии увеличивается скорость потока, турбулентность, число соударений транспортируемого рекой обломочного материала. В расширениях долины, особенно при высоких

поймах, аллювий менее крупный, чем в сужениях, но более сортированный. На таких участках вырастает роль привноса местного материала и перемылов аллювия из сформировавшихся толщ. Окатанность обломочных частиц несколько уменьшается. В петрографическом спектре галек вырастает роль неустойчивых в транзите пород — известняков, слабо литифицированных песчаников, сланцев и т.п.

В районе активного воздействия тектоники, например, в Байкальской рифтовой зоне, в бассейне реки Иркут, прослеживается значительная дифференциация разнонаправленных движений земной коры и накопление мощных, в сотни метров, толщ аллювиальных, озерных, пролювиальных, а в краевых частях впадин — и ледниковых осадков на опущенных блоках земной коры (Уфимцев, 1993, 1996)

В современных русловых отложениях видна тесная связь между морфологией долины в плане и крупностью аллювия. В пределах междувпадинных перемычек (наиболее ярко выражены образованные Ниловским и Еловским отрогами), являющихся сужениями долины, русло реки сложено галечным материалом с примесью валунов. При выходе реки во впадины, особенно крупные (Тункинская, Торская), в отложениях начинают преобладать пески, река интенсивно меандрирует. Такая дифференциация наносов происходит, прежде всего, из-за смены уклонов русла. Крупность аллювия меняется на порядок, а в центре впадин — на два порядка, уменьшаясь в 50–100 раз. В гористых междувпадинных перемычках уклоны значительно больше, чем на равнинных участках впадин Тункинского рифта. Весь грубообломочный материал оседает на выходе реки в котловины.

У левосторонних притоков р. Иркут в Тункинской впадине (притоки северного берега) наблюдается постепенное уменьшение крупности материала по направлению к днищу впадины, причем грубообломочная фракция не доходит до р. Иркут, а остается на предгорной равнине. Крупность аллювия непосредственно при выходе рек с гор на предгорную равнину значительна: это в основном глыбово-валунно-галечный материал, представляющий собой шлейф из конусов выноса. Встречаются глыбы и валуны до нескольких метров диаметром, что свидетельствует о селевых потоках, проходящих по руслам рек. По мере продвижения к днищу количество валунов и глыб и их размер уменьшается, сменяясь часто галечными, а затем и гравийно-песчаными руслами. На расстоянии 6–8 км от выхода с гор водотоки, расплываясь, теряются на озерно-болотистой равнине. Это отражает интенсивное погружение днища впадины, служит также одной из причин того, что магистральная река Иркут почти не получает грубообломочного материала от своих притоков.

Была также замечена зависимость между окатанностью гальки и порядком рек: водотокам большего порядка свойственна большая окатанность грубообломочного материала. Порядок водотока определялся по методу Философова-Стралера по картам масштаба 1:100 000 (таблица). Малые различия в окатанности пород различного состава объясняются, по-видимому, значительной переработкой галечного материала в порожиисто-водопадном русле, где выравнивается путь транзита для галек различных пород. Средний диаметр крупности аллювия по пяти имеющимся точкам подтверждает связи крупности аллювия с уклонами современных русел при выходе на равнину. Средняя крупность обломочного материала в зависимости от уклонов линейная. Окатанность галечного материала в русле Иркута меняется — в сужениях она уменьшается до 2 баллов, в расширениях возрастает до 2,5 и более баллов.

На всех реках прослеживается рост окатанности обломочного материала от низкопорядковых к высокопорядковым рекам. Слабо литифицированные песчаники быстро окатываются, уже через 20–40 км в галечном аллювии преобладают обломочные частицы 2 и 3 класса окатанности. Граниты окатываются медленнее, но здесь существенную роль играет уклон водотоков и значительная неоднородность аллювия. Крупность его колеблется в пробе от песка до двух-трехметровых глыб

Четко прослеживается обратная связь окатанности галек с уклоном водотоков для равнинных и полугорных рек. Чем меньше уклон, тем выше окатанность.

Морфометрические характеристики бассейнов и русел притоков р. Иркут, окатанность и петрографический состав обломочного материала

Река	Порядок	Высота в бассейне		Длина, км	Уклон			Окатанность, балл	Преоблад. породы
		мин., м	макс., м		в горах	на равнине	ср.		
Харимта	2	750	2200	8,2	0,17	0,07	0,08	2,1	гейсы
М.Бугатай	2	715	2800	11,6	0,3	0,08	0,18	2,2	мрамора
Толта	2	710	2350	18	0,12	0,07	0,09	2,2	граниты
Бугатай	3	715	2820	13,6	0,21	0,08	0,15	2,1	граниты
Зун-Хандагай	3	710	2880	19,2	0,15	0,06	0,11	2,2	граниты
Кынгарга	4	710	2000	31	0,1	0,01	0,04	2,5	мрамора
Ихэ-Угунь	5	853	2300	70,2	-	-	0,02	2,7	граниты

Литература

- Борсук О.А.* Речные системы: строение и формирование аллювия // Маккавеевские чтения — 2007. М.: Изд. МГУ, 2005. С. 67–77.
- Борсук О.А., Ена О.А.* Влияние литосборного бассейна на состав руслового аллювия Лены и Алдана // Геоморфология. 1987. № 3. С. 43–52.
- Борсук О.А., Лодкина Р.В.* Русловой аллювий на верхней и средней Лене // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд. МГУ, 1974. С. 149–154.
- Водные пути бассейна р. Лены. М.: Микис, 1995. 600 с.
- Разумихин Н.В.* Окатанность галек. Л.: Изд. ЛГУ, 1966. 118 с.
- Хабаков А.В.* Об индексах окатанности галек // Советская геология. 1946. № 10. С. 46–52.

ФОРМА ОБЛОМКОВ (ГАЛЕК) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕНЕЗИСА ОТЛОЖЕНИЙ**О.А. Борсук¹, А.Н. Кичигин²**¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, borsuko39@gmail.com*²*Вологодский государственный технический университет, Вологда, alexkichigin@mail.ru*

На кафедре геоморфологии Географического факультета при региональных исследованиях велись исследования по изучению динамических и палеогеографических условий формирования галечных толщ позднекайнозойского возраста. Они носили теоретическое значение для понимания формирования рельефа и коррелятных новейших отложений, а также для решения различных практических задач, в т.ч. поиска россыпей золота. Несмотря на некоторые различия в полевых методиках, исследователи использовали статистические методы сбора и обработки информации, что позволяло получать с определенной достаточно высокой степенью вероятности выводы о генезисе грубообломочных отложений. Методики изучения описаны в работе О.А. Борсука (1973) и ряде работ других исследователей (Разумихин, 1966; Борсук, Симонов, 1967). Для создания надежной статистики необходимо большое количество независимых однородных, а в данном случае дискретных данных. В качестве таковых выступают метрические параметры обломков (длина, ширина, толщина), окатанность и петрографический состав, характеризующий абразионную устойчивость материала. Объем выборки обуславливается двумя факторами: потребностью в большом количестве данных и экономической целесообразностью, т.е. доступностью для полевого отбора, замеров и анализа.

Для вычисления объема выборки требуется знать допустимую ошибку (в инженерных рекомендациях она равна 0,05) и вероятность, определяющую степень уверенности выводов. Величина вероятности принимается равной 0,95. Зная величину допустимой ошибки и величин вероятности, можно по номограмме определить объем выборки (N), рассчитав коэффициент вариации C_v .

В данной работе приведены материалы по сравнению в разных районах России различий формы обломков (галек) для нескольких групп пород — осадочных карбонатных (известняков), и терригенных (алевропелиты и песчаники), и магматических (гранитоиды).

Форма обломков ледниковых, водноледниковых и аллювиальных отложений разного возраста на разнопорядковых реках изучались во фракции 25–50 мм (по средней оси). Ранее было установлено, что эта фракция является наиболее информативной при морфометрических исследованиях. Однако, при генетических исследованиях (Воскресенский, 1980) изучение целесообразно проводить для всех фракций гальки (10–100 мм). Изучение грубообломочных ледниковых и водноледниковых отложений четвертичного возраста показало, что различия в морфометрии обломочных частиц — собственно, геометрической формы и окатанности — изменяются для разновозрастных осадков достаточно отчетливо. Было установлено, что форма обломков, определяемая климатическими условиями для литологически однородных пород, обнаруживает вполне определенные закономерности (Борсук, Симонов, 1967). Они соответствуют основным зонам литогенеза — полярным и субполярным, умеренным и тропическим, где существенную роль играет инсоляция. Экваториальная зона характеризуется значительной ролью водных пленок в трещинах и микротрещинах горных пород, что приводит к увеличению уплощенности обломков.

Для ледниковых отложений, особенно местных известняков, доломитов, песчаников и алевролитов, форма обломков прямо зависит от температурных условий разрушающихся коренных скальных пород. В разновозрастных моренах показателями степени суровости климата могут служить формы обломочных частиц, как соотношение трех главных осей: длины (а), ширины (в) и толщины (с). Исходя из модели формирования полигональных грунтов Б.Н. Достовалова (1968), соотношение касательного (сдвигающего) и нормального (сжимающего) напряжений относятся как 1:0,5. При термическом разрушении горных пород получается форма обломочных частиц с соотношениями их трех размеров — 1:0,71:0,50.

При анализе около сотни образцов из разновозрастных морен Русской равнины наиболее уплощенные обломки (среднекаменноугольных известняков) наблюдались в послевалдайской морене. В Сибири, где широко распространены перигляциальные явления, соответствующие валдайскому оледенению, форма обломков более уплощенная и удлиненная по сравнению с отложениями самаровской ледниковой эпохи.

Окатанность обломочных частиц в ледниковых отложениях зависит от дальности транзита, т.е. от соотношения вовлечения в морену обломков из элювия коренных пород и древних аллювиальных, склоновых и др. генетических типов отложений. Коэффициент окатанности, определяемый как средневзвешенная величина для выборки из 50–100 или более частиц (Хабаков, 1946), меняется для днепровской морены на Русской равнине в ее центральной части в бассейне р. Протва от 0,70 до 1 балла, в отличие от московской морены в краевой зоне, которая значительно перемыта — 1,2–1,5 балла. В Сибири более древнее оледенение дает также худшую окатанность обломочных частиц при примерно одинаковом транзите включений в тело ледника.

Водноледниковые отложения отличаются от морен лучшей сохранностью обломков карбонатных пород и лучшей их окатанностью. Средняя окатанность в краевых зонах достигает 2,0 и более баллов. В них достигается более высокое содержание в спектре неустойчивых при транзите горных пород. Для изучаемой фракции средней гальки характерно быстрое накопление в приледниковой зоне. Степень окатанности для галек — 1–2 балла, а для лучше окатанных обломочных частиц их форма отличается в сторону большей изометричности и зависит от дальности транзита и скорости осадконакопления в приледниковой зоне. Особое место в краевой зоне оледенений занимают отторженцы. В ядре холмов, прекрасно выраженных в рельефе в виде гряд или цепочек холмов, под моренным материалом лежат блоки местных или вблизирасположенных карбонатных пород: известняков, доломитов, иногда с прослоями глин. В карьерах, вскрывающих эти образования, выполнены замеры формы обломков из разборной скалы отторженцев, изучены формы обломков на склонах разной экспозиции — северной и южной. На южной экспозиции обломки более изометричны, а на северной сильно уплощены. Различия статистически значимы. Этот факт позволяет говорить о том, что разборная скала, формировавшаяся в перигляциальных условиях, так же как и в современных

ландшафтах Северной Сибири на Сибирской платформе и в горах Северо-Востока, различается по экспозициям.

Коэффициент уплощения (с/в) для разновозрастных морен центра Русской равнины меняется достаточно закономерно. Для известняков показатели уплощения обломков местных (известняки) и эрратических (граниты и гнейсы) в днепровской морене несколько выше по сравнению с московской и калининской моренами, соответственно: 0,65–0,75; 0,56–0,66; 0,58–0,70 (по 30-ти выборкам объемом 100 шт. каждая из района Клинско-Дмитровской Гряды). Для этого же района прослеживается тенденция увеличения уплощенности обломков при увеличении их окатанности.

Аллювиальные отложения в современных руслах и неледниковых районах, например, в среднем течении р. Лена, дают возможность проследить изменение формы обломков при росте окатанности. Увеличение окатанности гальки в русловом потоке резко увеличивается на первых десятках километров, а затем медленно возрастает, приближаясь к некоторому пределу. Для аллювия это значение приближается к средней окатанности в 3 балла. Для нижнего течения р. Лена (XVI порядок по В.П. Философову – А. Стралеру) он не превышает значения 2,7–2,8. О такой тенденции в увеличении окатанности и предельном среднем балле окатанности свидетельствуют экспериментальные работы Н.В. Разумихина (1966). Но и в аллювиальных отложениях необходимо строго учитывать петрографию обломочных частиц, т.к. она для определенных групп пород, например, кремния, кварца, может дать сильно заниженные результаты окатанности обломков даже на крупных реках. Например, в нижнем течении р. Днестр окатанность обломочных частиц редко превышает значение 1,5–1,7 балла. Сходная картина наблюдается в среднем течении р. Протва при размыве днепровской морены. В областях древнего плейстоценового оледенения хребта Черского (северо-восток России) форма обломков в ледниковых отложениях более изометрична, по сравнению с галькой аллювия для различных пород терригенных (алевропелиты) и магматических (гранитоиды) для всех классов окатанности (Воскресенский, 1980).

Анализ формы обломков в среднем течении р. Лена показал, что на большинстве участков существует тенденция между эволюцией формы обломка и увеличением степени его окатанности. Можно выдвинуть гипотезу, что подобная картина складывается за счет преобладающих способов движения гальки в потоке. Так, для обломков гнейсов, а в некоторых случаях и кварца, характерно перекачивание и приобретение продолговатой формы. Для большинства обломков осадочных пород характерно приобретение пластинчатой формы, вызванное сильным трением наибольшей по площади поверхности о ложе и др. обломки. Весьма интересным оказался тот факт, что существуют определенные пороговые значения средней окатанности (в особенности для известняков) в районе 2,0–2,5 баллов, при которых связь между удлиненностью и уплощенностью либо сходит на нет, либо меняется на противоположную. Можно предположить, что динамика поведения гальки в потоке в значительной степени зависит от степени выраженности у нее четких ребер.

Галька морских осадков отличается на аккумулятивных пляжах лучшей окатанностью. Форма обломков высокой окатанности симметричная в соответствии с законом Кюри — симметрия среды отражается в симметрии обломков (кристаллов). Речная галька ассиметрична, за исключением редких случаев, когда обработка обломков идет в эвразийных котлах.

Переработка галечного материала в приледниковой зоне в пределах долинных зандов эоловыми процессами создает поля ветрогранников-драйканторов по всему пространству от Восточной Сибири до Республики Беларусь. Нами были обнаружены ветрогранники в основании зандровой террасы в пределах долины р. Москвы. Наибольшее распространение ветрогранники получили в пределах Восточной Сибири, Забайкалья, Мугоджар и Русской равнины, фиксируя своим появлением значительную переработку древних зандров.

Заметим, что в Восточной Сибири, в долине р. Лены, в Приольхонье на Байкале процессы эоловой переработки идут и сегодня. Бывают случаи, когда ветрогранники путают при археологических работах с изделиями, созданными человеком в палеолите, — чопперами. Тогда появляется значительное количество «стоянок», что не соответствует реальной исторической действительности.

Литература

Борсук О.А. Анализ щебнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях. М.: Наука, 1973. 112 с.

Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Галька — источник информации // Природа. 1967. № 3.

Воскресенский И.С. Анализ щебнисто-галечного материала для целей определения генезиса рыхлых осадков // Вестник МГУ, серия 5, география. 1980. № 4. С. 75–79.

Разумихин Н.В. Окатанность галек. Л.: Изд. ЛГУ, 1966.

Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников // Советская геология. 1946. № 10. С. 98–99.

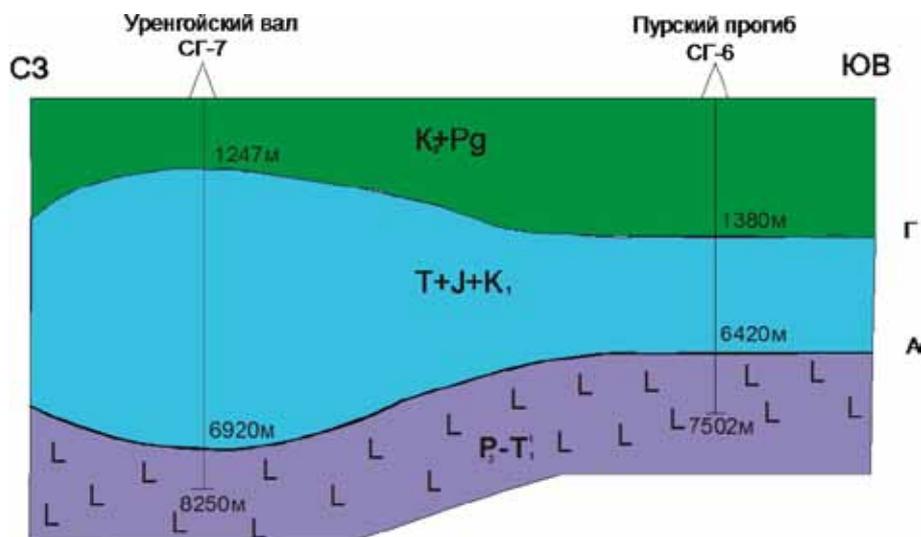
**ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ, ВРЕМЕННЫЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И
ФОРМАЦИОННЫЕ РАЗЛИЧИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ
КРАНОСЕЛЬКУПСКОЙ И ТУРИНСКОЙ СЕРИЙ
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ**

В.С. Бочкарев, К.Г. Лукомская, Е.В. Алейников

ОАО Сибирский научно-аналитический центр, Тюмень, reception@sibsac.ru

Вулканы туринской и красноселькупской серий, будучи представленными в основном базальтами, часто сопоставляются между собой и с сибирскими траппами, имеющими близкий возраст. Они вызывают повышенный интерес, обусловленный огромным полем магматической активности, которое превышает 5 млн км² площади и включает отдаленные районы в виде Кузнецкого бассейна и Тимано-Печорской плиты. Северным пунктом распространения триасовых базальтов является средняя часть Ямала, где скв. 11 Восточно-Бованенковской площади они вскрыты на глубине 4090 м. Южным районом объединенного поля магматизма будет север Тургайского прогиба (Кушмурунский грабен).

Поля распространения красноселькупской серии, выполняющей крупные вулканотектонические депрессии, совпадают, как это видно на Сибирской платформе или Енисейском кряже, с палеозойскими синеклизами, завершая разрез палеозойского цикла. Стратотипом красноселькупской серии является разрез по скв. 46 Черничного месторождения в интервале глубин 3990–4500 м, а парастратотипом признана Тюменская сверхглубокая скважина СГ-6 в интервале глубин 6420–7502 м. Сходный разрез серии вскрыт в том же Уренгойском нефтегазоносном районе скважиной СГ-7 Ен-Яхинской в интервале глубин 6920–8250 м (рисунок). Судя по сейсморазведочным данным, этот разрез серии наращивается толщей кайнотипных пироксен — плагиоклазовых трахиандезитов, трахибазальтов и субщелочных



Геологический разрез через сверхглубокие скважины СГ-7 и СГ-6

базальтов седяхской свиты, вскрытой скважиной 414 Уренгойской в интервале глубин 5288–5500 м. Аналогичные породы установлены в призабойной части разреза по скв. СГ-7 на глубине 8243–8250 м. На других площадях северо-востока Западной Сибири выявлены менее представительные части серии: на Волочанской, Светлогорской, Малохетской, Точинской, Южно-Ширтовской и других.

По скважинам СГ-6 и СГ-7 разрез серии обычно расчленяется на две свиты — верхнюю коротчаевскую и нижнюю аймальскую. Коротчаевская свита представлена зеленокаменно измененными базальтами с пачками туфов и кор выветривания, описанных детально в работах Ю.П. Казанского и др. (1996), Ю.А. Ехлаковым и А.Н. Угрюмовым (2001), Т.С. Бебениной (1996) и других. Верхние 150 м разреза включают пачки аргиллитов и алевролитов с отпечатками флоры и спорово-кальцевыми комплексами нижнего триаса (Бочкарев, Пуртова, 1994; Нестеров и др., 1995; Сурков и др., 1996). Эта часть разреза обычно выделяется в хадырьяхинскую пачку или самостоятельную свиту, нигде в других скважинах не встреченную, хотя по сейсморазведочным данным скважины 46 Черничная, 300 Светлогорская и СГ-6 Тюменская оказываются в мульдах вулcano-тектонических депрессий.

В низах коротчаевской свиты на глубине 7309 м установлены крупные литокластические туфы, представленные почти черными аргиллитами, вероятно, выброшенными вулканом из более глубоких горизонтов осадочного чехла (Ехлаков и др., 2001). Эти аргиллиты содержат пермо-карбоновые спорово-пыльцевые комплексы, изученные С.И. Пуртовой. В соседних туфах споры и пыльца имеют иной состав с преобладанием кардаитовых, отнесенных к верхам перми (Пуртова, 2001).

С глубины 7310 м и до забоя (7502 м) выделяется толща базальтов с широким развитием туфов пестрого цвета и с прослоем в 20 см на глубине 7486 м черных углистых аргиллитов, содержащих спорово-пыльцевой комплекс верхов верхней перми (Пуртова, 2001). Это аймальская свита, встреченная также в разрезе скв. СГ-7 Ен-Яхинской.

Характерными чертами базальтов обеих свит является зеленокаменное изменение пород, широкое развитие низкокальцевых разностей, особенно в коротчаевской свите, и наличие сдвиговых деформаций, которые в отдельных случаях превратили долериты в амфиболитовые разности (Бебенина, 1996). Толщи обеих свит, по данным А.А. Кременецкого и В.С. Гладких (1997), характеризуются микроэлементами и РЗЭ, свойственными небольшим глубинам источника магмы, порядка 40–60 км. Выявленные из разрезов скважин СГ-6 и СГ-7 в газах изотопы гелия явно свидетельствуют о коровом или верхнемантийном источнике магмы, а никак не плюмовой природе траппов (Бочкарев и др., 2010).

Базальтоиды красноселькупской серии, сформировавшиеся за относительно короткий срок от 253 до 248 млн лет, содержат окислы высокой бимодальной и мультимодальной изменчивости (Бочкарев и др., 2010). Аймальская свита, как отмечено, наращивается вниз щелочными эффузивами основного состава, свойственными северо-западной части Сибирской платформы.

На юго-востоке Западной Сибири недавно выявлен новый пункт распространения красноселькупской серии — по разрезу параметрической скважины 27 Лекосской. Здесь в интервале глубин 2485–3110 м вверху вскрыты темно-зеленые миндалекаменные субщелочные базальты, с прослоем аргиллитов и фауной конхострак индского века на глубине 2710–2760 м, а нижняя часть в основном туфогенная (Елисеев и др., 2009). В этом разрезе, как и в Кузбассе, породы красноселькупской серии залегают без видимого несогласия на пермской толще, охарактеризованной остатками флоры. По палеомагнитным данным красноселькупская серия из скважин СГ-6 и СГ-7 хорошо сопоставляется и охватывает верхи верхнепермской системы и весь нижний триас (Казанский и др., 2009).

Щелочные породы седяхской свиты имеют только Sm-Nd датировки, вероятно, протолита, т.к. установленные цифры около 380 млн лет отвечают девону. Переплавление их в конце пермского периода и дало основу для излияния траппов в Уренгойском районе. Верхи красноселькупской серии по скв. СГ-7 имеют по Ar-Ar датировкам 248 ± 1 млн лет, а характер флоры и палеомагнитные данные верхов серии по скв. СГ-6 дают оленекский век. По геохронологическим шкалам 2012 и 2013 гг. эти результаты будут отвечать диапазону

246–249 млн лет. На основании приведенных данных мы приходим к выводу о возрасте вулканогенной толщи, выделенной в красноселькупскую серию, в абсолютном летоисчислении 253–248 млн лет, суммарной мощности по скважинам СГ-6, СГ-7 и 414 Уренгойской не менее 3000 м, а с учетом материалов сейсморазведки толщина траппов в Уренгойском и Красноселькупском нефтегазоносных районах составляет 6–7 км. Здесь они выполняют Коротчаевскую и Светлогорскую вулканотектонические депрессии, завершая палеозойский цикл осадконакопления озерного типа. Траппы по РЗЭ характеризуются четким минимумом европия.

Некоторые исследователи пермо-триасовые траппы необоснованно изображают в виде очень крупного поля, охватывающего весь север Западно-Сибирской равнины и Карского моря. Против этого свидетельствуют неоспоримые факты. Так, в 55 км к западу от скв. 414 Уренгойской под верхнетриасово-юрским чехлом на Юбилейной площади установлены органогенные известняки со среднедевонской фауной, и далее на запад под чехлом развиты филлиты и метаморфические зеленые сланцы по скважинам 1001 Медвежьей, 77 Лензитской и т.д. На островах Карского моря к северу от Таймыра установлены гранитоиды с U-Pb возрастом по цирконам в 245 млн лет (Верниковский и др., 1999), а еще севернее параметрическая скв. 1 на острове Свердруп под чехлом верхней юры и мела прошла 400 м по древним филлитам и глинистым сланцам с K-Ar датировкой серицитов в 260 млн лет.

Сибирские траппы в прошлом имели на 10–25% более широкое распространение, т.к. в конгломератах и гравелитах юры Западной Сибири, а также в сеноманских отложениях обломки траппов занимают существенную долю. Эти же данные дают основание предполагать, что верхи трапповой формации на 2–3 км размыты по всей Сибирской платформе и Енисейскому кряжу. Следовательно, полное представление могут дать только совокупные материалы по Западной и Восточной Сибири, а возраст траппов в Норильском районе в 250,6 млн лет (Петров и др., 2006) отображает лишь их нижнюю половину.

В Западной Сибири и на Урале отрезку времени в 253–246 млн лет отвечает этап формирования гранитоидов и орогенных риолитов, завершение уральской складчатости и пенепленизация складчатых гор.

Туринская серия представляет собой толщу эффузивно-осадочных пород трехчленного строения, выполняющую переуглубленные рамповые грабены, распространенные от Тургайского прогиба и на север приблизительно до 62–63 градуса северной широты. Севернее Сибирских Увалов эти грабены не встречаются. Вдоль восточного склона Урала они прослеживаются почти до пос. Саранпауль (Нерохский, Усть-Ляпинский и др.), а на востоке — до пос. Александровского Томской области. Наиболее крупные из них — это Челябинский, Ильино-Борисовский, Кушмурунский, Яхлинский и Сургутский, достигающие 250 км в длину и 75 км в ширину.

В полных разрезах низы серии представлены свитами, сложенными главным образом красноцветными конгломератами, песчаниками и аргиллитами с редкими пачками базальтов (биткуевская, ярская, ракитинская и др.). Базальные слои туринской серии залегают на коре выветривания размытых палеозойских складок или на докембрийских метаморфитах, подчеркивая новый этап оживления тектонических процессов. Мощность конгломератовых толщ изменяется от 0–20 до 500 м.

Следующий интервал разреза представлен в основном кайнотипными базальтами, часто миндалекаменными. Это войновская, нерохская, омская, синеглазовская, тундринская, чернушская, ильинская, чернышевская и др. свиты, различающиеся по наличию пачек осадочных пород, реже горизонтов кислых эффузивов (Бочкарев, Нестеров, 1994; Бочкарев, 2002). В центральных районах преобладают известково-щелочные базальты — Федоровская, Быстринская, Южно-Сургутская площади, в краевых зонах — толеитовые базальты. Мощность каждой из указанных свит составляет 500–1500 м. В краевых рамповых грабенах, тяготеющих к Уралу или Казахстану, установлено полное фациальное замещение осадочными отложениями озерного типа и наличие в миндаликах базальтов битумов разной консистенции (Носаль, 1955; Сигов, Якушев, 1958). В таких разрезах прослойки песчаников местами также нефтенасыщенные (Ишимская, Яхлинская и другие впадины). Верхняя часть серии представлена существенно

угленосной толщей калачевской, карашилильской, елkinsкой, дроновской и др. свит мощностью до 600–700 м. В центральных районах возраст вулканитов омолаживается до поздне триасового — конитлорская свита на севере Сургутского свода. Здесь в разрезе триаса встречены горизонты риолитов — Чернышевская впадина в Приуралье или омская свита в Барабинской опорной скважине на юге Западной Сибири. Наиболее древние тела риолитов в туринской серии зафиксированы в Среднем Зауралье на р. Синара, где они имеют U-Pb возраст по цирконам 235 млн лет (Чувашов и др., 2012).

В краевых рамповых грабенах туринская серия перекрыта угленосной челябинской серией, но в большинстве впадин, а их около 80, на туринской серии с большим перерывом залегают меловые или среднеюрские отложения чехла. Для базальтов туринской серии характерны малая вариабильность окислов и отсутствие европиевого минимума по РЗЭ.

Стратиграфический объем туринской серии по наличию пресноводной фауны, отпечаткам флоры, спорово-пыльцевым комплексам и K-Ag датировкам на всех стратиграфических совещаниях, в частности в Новосибирске в 2003 г., принимается в объеме верхов нижнего триаса, среднего триаса и карнийского яруса верхнего триаса. Наиболее древние K-Ag и Ag датировки базальтов из низов туринской серии не опускаются ниже 245 млн лет, а верхи доходят до 200 млн лет, что вполне согласуется с палеонтологическим материалом и палеоклиматологией (развитие угленосных отложений).

По структурным признакам в виде явного формирования грабенов после уральской складчатости, завершившейся 245–250 млн лет назад, туринская серия не может быть древнее среднего триаса (Яншин, 1965). Действительно в ряде районов базальты туринской серии несогласно залегают на риолитах рогожниковской и варгашинской серий с U-Pb датировками по цирконам в диапазоне 245–255 млн лет (Коровина и др., 2010; Бочкарев и др., 2013).

Грабены с краевыми конгломератами и туринским тафроттоном распространены только в центральной части области уральской кратонизации, где изобилуют предшествующие гранитоиды и орогенные риолиты. Таким образом, геотектонические условия формирования грабенов заключались в унаследованной активизации мантии в форме аркогенеза с сопутствующими столовыми горст-горами, грабен-озерами и платобазальтовым магматизмом **эпиорогенного** типа.

Базальты красноселькупской серии, выполняя вулканотектонические депрессии, амфитеатром примыкающие к Урало-Алтайскому орогену, являются **телеорогенными** или синорогенными, по терминологии Г. Штилле, кратковременными, менее 5 млн лет.

Эти геотектонические условия явно предопределили и формационные различия базальтовых толщ рассмотренных серий. Базальты красноселькупской серии — взрывные из-за наличия туфов и образуют несколько петрогенных групп: толеитовые, щелочные, ультраосновные в ассоциации с интрузиями и т.д. Базальты туринской серии не имеют туфов, следовательно, они изливались в трещинных спокойных, а не нагнетательных условиях и характеризуются устойчивым содержанием окислов, гауссовым их распределением. Они имеют длительное формирование — около 45 млн лет. Базальтоиды красноселькупской серии обязаны нагнетанию материала из-под орогена, который давил на кратоны с формированием флексур по всей толщине земной коры и трещин расслоения, и в которых теперь развиты мощные тела долеритов. Как видим, в обоих случаях тектоно-магматическая активизация земной коры обошлась без плюмовой тектоники.

Литература

- Бибенина Т.С.* Петрохимический состав пермо-триасовых базальтов в разрезе скважины СГ-6 // Тюменская сверхглубокая скважина. Пермь: КамНИИКИГС, 1996. Вып. 4. С. 155–160.
- Бочкарев В.С., Лукомская К.Г., Алейников Е.В.* Формационная идентификация пермо-триасовых базальтов Западной Сибири // Горные ведомости. 2010. № 1. С. 14–21.
- Бочкарев В.С., Нестеров И.И.* Геодинамические типы рифтогенеза Западной Сибири // Геология и оценка нефтегазового потенциала Западной Сибири. М.: Наука, 1994. С. 35–41.
- Бочкарев В.С., Пуртова С.И.* Полный разрез триаса Западной Сибири // Проблемы геологии Сибири. Том 1. Томск, 1994. С. 107–108.
- Казанский Ю.П., Вакуленко Л.Г., Солотчина Э.П., Москвин В.И.* Состав и условия формирования

триасовых и юрских отложений Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) // Тюменская сверхглубокая скважина. Пермь: КамНИИКИГС, 1996. Вып. 4. С. 101–119.

Нестеров И.И., Бочкарев В.С., Пуртова С.И. Уникальный разрез триаса Западной Сибири // Докл. РАН. 1995. Т. 340. № 5. С. 659–663.

Пуртова С.И. Новые данные о нижней части разреза Тюменской скважины СГ-6. Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин. Пермь: КамНИИКИГС, 2001. Кн. 2. С. 53–54.

Янишин А.Л. Общие особенности строения молодых платформ // Молодые платформы и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1965. С. 3–15.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНО-РАЕВСКОГО РИФОВОГО РЕЗЕРВУАРА

М.Г. Бояршинова

*Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть», Пермь,
Marija.Boyarshinova@pnn.lukoil.com*

На территории Пермского края наиболее высоким потенциалом в плане нефтеносности обладает Соликамская депрессия, где прогнозные ресурсы нефти составляют 17 % от всех ресурсов края. Одним из самых перспективных здесь считается верхнедевонско-турнейский нефтегазоносный комплекс, большинство промышленных залежей которого приурочено к органогенно-карбонатным постройкам (Лядова и др., 2010).

При изучении и разработке карбонатных резервуаров возникает множество трудностей, обусловленных цикличностью осадконакопления, многократной сменой по вертикали и латерали различных литогенетических типов пород, неравномерным развитием трещиноватости и др.

Распределение зон улучшенных коллекторских свойств в теле рифового массива также во многом зависит от морфолого-генетического типа постройки (атолловидные, асимметричные, одиночные куполовидные и др.) и тесно связано с фациальной зональностью, контрастно проявляющейся на достаточно ограниченной площади (Кузнецов, 1987).

Таким образом, для составления целесообразной схемы разработки месторождений, как и оптимизации работы скважин необходимо проведение детального изучения строения рифовых резервуаров.

Объектом исследований данной работы является Южно-Раевский рифовый резервуар, расположенный в северо-восточной части Березниковского палеоплато Соликамской депрессии.

По результатам проведенных исследований установлено, что Южно-Раевский рифовый массив представляет собой куполовидный (башенный) риф или пинакл (pinnacle). Это конический, суживающийся вверх холм или риф в виде башни с крутыми склонами.

Куполовидные рифы Березниковского палеоплато имеют черты внутришельфовых органогенных построек, окруженных со всех сторон мелководным бассейном. Это объясняется расположением построек во внутренней области плато, которая не подвергалась столь сильному волновому воздействию, как зоны, расположенные по периферии поднятия.

Для такой формы рифа характерна слабая фациальная дифференциация. Центральная часть рифа представлена преимущественно фациями биогермного ядра, иногда отложениями шлейфа рифа, по периферии — фациями рифового склона (Бояршинова, 2012).

Биогермные известняки формировались во внешней наиболее гидродинамически активной зоне рифа, чем объясняется присутствие в качестве основных каркасостроителей многочисленных водорослей.

Отложения представлены известняками серыми и светло-серыми, водорослевыми, сферово-узорчатыми, прослоями строматолитовыми, массивными, плотными, неравномерно пористыми, с редкими изолированными кавернами, крепкими. Среди водорослей распространены сине-зеленые (ренальцисы, шугурия, эпифитоны) и зеленые трубчатые, редко встречаются багряные. Отмечаются крупные фенестры, залеченные кальцитом нескольких генераций. Трещины очень тонкие, разнонаправленные, различной длины, иногда стилолитовые, частично открытые,

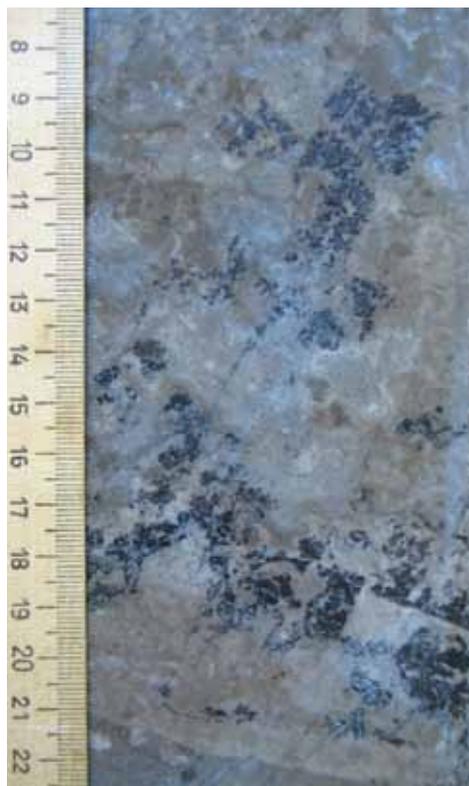


Рис. 1. Известняк водорослевый биогермного ядра. Фото керна

0,2x0,3 до 1,1x1,7 мм. Органические остатки представлены детритом водорослей, остракод, гастропод, брахиопод, иглокожих (рис. 2).

Известняки склона рифа формировались по периферии рифовых построек при их разрушении в условиях активного гидродинамического режима, на что указывают текстурные особенности отложений (конгломератовидность, брекчиевидность), наличие в разрезах скважин гравитационных трещин.

Известняки серые, темно-серые с коричневатым оттенком, различные по структуре (комковато-водорослевые, комковатые, водорослево-детритовые и др.), неяснослоистые, прослоями обломочные, конгломератовидные и брекчиевидные, с длинными тонкими стилолитовыми швами, выполненными черным битуминозным веществом, прослоями пористо-мелкокавернозные, неравномерно битумонасыщенные, с кавернами, инкрустированными кристаллами кальцита с примазками битума, трещиноватые (до щебня), крепкие. Трещины короткие, разноориентированные, гравитационного генезиса. Встречаются трещины, ориентированные по наслоению и выполненные кальцитом, и длинные извилистые трещины, выполненные черным битуминозным веществом (рис. 3).

Для выявления зависимости фильтрационно-емкостных свойств пород от их фациальной принадлежности было проанализировано 423 образца по 8 скважинам, пробуренным в разных зонах рифового массива.

В результате было установлено, что отложения биогермного ядра являются преимущественно плотными

преимущественно залеченные битумом или кальцитом. Встречаются длинные ровные тектонические трещины, также залеченные кальцитом или битумом. Орг. остатки: водоросли, фораминиферы, остракоды, брахиоподы, гастроподы (рис. 1).

Известняки шлейфа рифа образовывались непосредственно на склонах рифового гребня, являющегося основным источником сноса материала, о чем свидетельствует присутствие обломков известняка различной степени окатанности, формы и размеров, а также большое количество детрита.

Отложения представлены известняками серыми и коричневатато-темно-серыми, сгустково-комковатыми с детритом, комковато-детритовыми, неравномерно битумонасыщенными, неравномерно кавернозно-пористыми, крепкими. В породе неравномерно развито выщелачивание, выраженное в кернах в виде разнообразных сообщающихся каверн и субвертикальных извилистых пористых зон, шириной до 2–3 см. Каверны различные по размеру (от мелких до крупных), червеобразные, нередко они приурочены к выщелоченным раковинам гастропод и недозалеченным фенестрам. Наблюдаются многочисленные разной степени окатанности литокласты микрозернистого и водорослевого известняка со сферами, размером от



Рис. 2. Известняк комковато-детритовый мелкокавернозно-пористый шлейфа рифа. Фото керна

($K_p < 5\%$ у 93 % образцов), практически непроницаемыми ($K_{прг} < 0,1$ мД — 54,2 %) и весьма слабопроницаемыми ($K_{прг} = 0,1-10,0$ мД — 42,1 %). Низкие коллекторские свойства объясняются широко развитыми процессами кальцитизации и перекристаллизации, ухудшающими емкостное пространство пород.

Значение коэффициентов пористости и проницаемости отложений шлейфа рифа колеблется в широких пределах. Это породы от плотных до высокопористых, от практически непроницаемых до среднепроницаемых. Преобладают плотные ($K_p < 5\%$ у 78,4 % образцов) и низкопористые ($K_p = 5-10\%$ — 15,5 %), практически непроницаемые ($K_{прг} < 0,1$ мД — 38,1 %), весьма слабопроницаемые ($K_{прг} = 0,1-10,0$ мД — 46,0 %) и слабопроницаемые ($K_{прг} = 10,0-100,0$ мД — 14,2 %) коллекторы. Присутствие пород с хорошими фильтрационно-емкостными характеристиками обусловлено наличием хорошей первичной пористости, которая способствовала развитию в дальнейшем процессов выщелачивания. Наиболее высокие показатели приурочены к зонам палеокарстового выщелачивания, неравномерно прослеживаемым по разрезу и выраженным в керне в виде разнообразных сообщающихся каверн и субвертикальных извилистых пористых зон.

Отложения рифового склона также обладают достаточно разнообразными показателями коллекторских свойств. Это плотные ($K_p < 5\%$ у 79,4 % образцов) и низкопористые ($K_p = 5-10\%$ — 16,1%), практически непроницаемые ($K_{прг} < 0,1$ мД — 48,4 %), весьма слабопроницаемые ($K_{прг} = 0,1-10,0$ мД — 37,8 %) и слабопроницаемые ($K_{прг} = 10,0-100,0$ мД — 11,7 %) породы. Наличие достаточно высоких фильтрационно-емкостных характеристик связано с развитием первичной межформенной пористости, сформированной обломочной структурой пород, а также с развитием трещиноватости, играющей большую роль для фильтрации флюидов.

В теле рифового массива наблюдается чередование разнофациальных отложений, что отражает цикличность осадконакопления, обусловленную периодическими тектоническими движениями и эвстатическими колебаниями уровня моря. Все это является причиной формирования сложного рифового резервуара с неравномерным распределением по площади и по разрезу пород-коллекторов, имеющим пластовый или линзовидно-пластовый характер.

Анализ разработки показал, что для скважин, расположенных по периферии рифового массива в зоне распространения склоновых фаций, характерна тенденция резкого снижения дебитов нефти. Это объясняется развитием трещиноватости отложений, оказывающей негативное влияние на работу добывающих скважин. В центральной же части рифового массива наблюдаются достаточно стабильные дебиты, что делает ее наиболее перспективной для разработки.

Следует также отметить, что, несмотря на достаточно хорошую корреляцию между собой отложений различных зон рифа, они могут не иметь гидродинамической связи. Таким образом, для улучшения качества разработки необходимо дополнительное изучение трещиноватости и проведение гидродинамических исследований.

Литература

Бояришинова М.Г., Антонюк О.В. Литолого-фациальная характеристика пород-коллекторов Южно-Раевского рифового резервуара // Ленинградская школа литологии: Материалы Всероссийского литологического совещания. Том II. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2012. С. 147–149.



Рис. 3. Известняк псевдообломочный трещиноватый рифового склона. Фото керна

Кузнецов В.Г. Строение природных резервуаров различных типов карбонатных формаций // Нефтегазоносность карбонатных формаций: Сборник научных трудов. М.: ИГиРГИ, 1987. С. 37–49.

Лядова Н.А., Яковлев Ю.А., Распопов А.В. Геология и разработка нефтяных месторождений Пермского края. М.: ОАО «ВНИИОЭНГ», 2010. 335 с.

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАРГАНЦЕВОНОСНЫХ МЕТАОСАДКАХ ЮЖНОГО УРАЛА

А.И. Брусницын¹, Е.Ф. Летникова², И.Г. Жуков³

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
brusspb@yandex.ru

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

³Институт минералогии УрО РАН, Южно-Уральский государственный университет,
филиал в г. Миассе, Миасс

Многочисленные месторождения марганцевых пород (руд) Магнитогорского палеовулканического пояса на Южном Урале традиционно рассматриваются как метаморфизованные аналоги гидротермальных отложений активных вулканических областей современного океана (Херасков, 1951; Гаврилов, 1972; Калинин, 1978; Брусницын, Жуков, 2010; Брусницын, 2013). Эти представления основаны на геологических и петрографических данных, но до недавнего времени не были подтверждены результатами геохимических исследований. Как известно, гидротермальные осадки обладают специфическим спектром редкоземельных элементов (РЗЭ) и нередко обогащены цветными металлами (Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, Zn и др.). Мы попытались выяснить, насколько марганцевоносные метаосадки Южного Урала соответствуют указанным характеристикам.

В качестве эталонных выбраны пять хорошо изученных в геологическом и минералогическом отношении месторождений: Кызыл-Таш, Казган-Таш, Биккуловское, Южно- и Северо-Файзулинское. Во всех случаях марганцевые породы формируют относительно небольшие (мощностью до 1,5 м, протяженностью не более 200 м) пласты и линзы, которые локализируются в кремнистых и железо-кремнистых отложениях (джасперитах, железистых туффитах, яшмах и алевролитах). Продуктивные залежи, как правило, обладают хорошо выраженной вертикальной и/или латеральной зональностью: их ядро сложено железо-кремнистыми породами (чаще всего джасперитами), а фланги — марганцевыми. В геохимическом выражении центробежная зональность имеет вид: Fe+Si (джаспериты) → Fe+Mn+Si±Al (Mn-породы) → Mn+Si±Al (Mn-породы) → Si+Al (яшмы, алевролиты). Эта идеализированная схема хорошо согласуется с реально установленной вертикальной и/или латеральной зональностью низкотемпературных гидротермальных построек современного океана (Bogdanov et al., 1997).

Химический состав марганцевых пород характеризуется широкими вариациями содержаний главных компонентов (масс. %): SiO₂ 13–61; Al₂O₃ 0,05–7,3; Fe₂O₃ _{общ} 1–23; MnO _{общ} 13–71; MgO 0,05–2,9; CaO 1,5–28. Тем не менее, по значениям индикаторных литохимических модулей [Fe+Mn]/Ti = 214–7128, Al/[Al+Fe+Mn] = 0,01–0,28 марганцевые отложения сопоставимы с современными металло- и рудоносными осадками.

Спектры РЗЭ в марганцевых породах имеют однотипную конфигурацию (рис. 1). Для них типичны невысокие содержания РЗЭ, отрицательная цериевая аномалия (Ce/Ce* = 0,18–0,86) и, как правило, небольшой дефицит легких лантаноидов. Именно такой тип спектров РЗЭ является индикаторным для металлоносных осадков и железо-марганцевых корок, формирующихся путем осаждения вещества гидротермальных растворов (Maupard, 2003; Дубинин, 2006). Образующаяся при разгрузке гидротерм взвесь тонкодисперсных минералов железа и марганца активно сорбирует РЗЭ из окружающих придонных вод и за счет этого наследует свойственный окисленной морской воде профиль распределения РЗЭ, главная черта которого — дефицит церия и легких РЗЭ. Это же соотношение РЗЭ сохраняется и в осадках, аккумулирующих гидротермальное вещество.

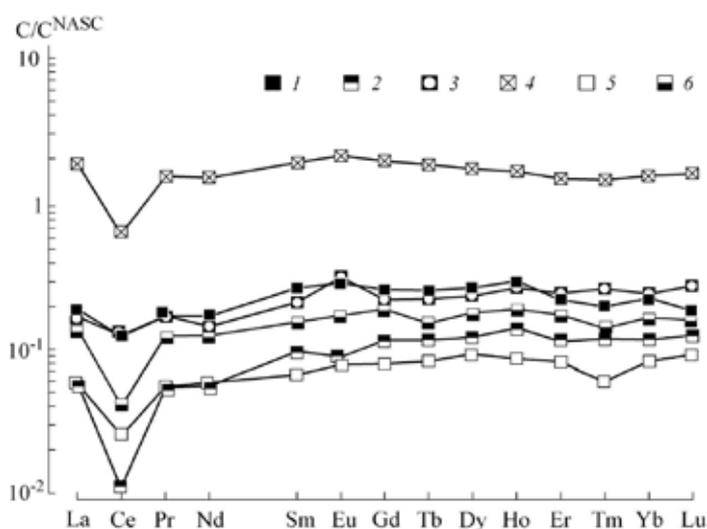


Рис. 1. Нормализованные на сланец NASC средние составы РЗЭ в марганцевоносных метаосадках Южного Урала. 1–6 месторождения: 1 — Кызыл-Таш, 2 — Казган-Таш, 3 и 4 — Биккуловское (3 — южный участок, 4 — северный участок), 5 — Южно-Файзулинское, 6 — Северо-Файзулинское

Общее содержание РЗЭ в марганцевых породах разных месторождений индивидуально (обычно 20–30 г/т). Но во всех случаях проявляются сходные тенденции. Концентрации РЗЭ связаны положительными корреляциями с концентрациями элементов-индикаторов литогенного вещества (Al, Ti, Zr, Nb, Hf, Th). То есть еще одним источником РЗЭ в осадке был обломочный материал. Кроме того, концентрации РЗЭ обычно увеличиваются с ростом содержания железа (а также Ni, V и Cr) и фосфора, что в целом характерно для морских осадков. Таким образом, распределение РЗЭ подтверждает гидротермальную природу марганцевоносных метаосадков.

Средние концентрации большинства других микроэлементов ниже их кларков в осадочных породах (г/т): Ba 32,5–8154; Co 1,1–26,1; Cu 1,4–61,8; Ni 10,6–201; Pb 0,05–95,5; Sb 0,4–0,9; U 0,1–0,7; V 13,8–178; Zn 19,9–49,5. Исключение составляют лишь мышьяк, германий и молибден (г/т): As 33,2–86,8; Ge 3,8–13,4; Mo 2,6–5,1. Но и в этих случаях превышения над кларком невелики по абсолютным значениям: для мышьяка в 2–6 раз, для германия в 2–8 раз, для молибдена менее чем в 2 раза. То есть резкого обогащения марганцевых метаосадков Южного Урала большим набором «гидротермальных» микроэлементов не наблюдается.

Одна из причин этого заключается в существенном разбавлении рудного вещества осадка фоновым литогенным и биогенным материалом, а также поставляемым гидротермами кремнеземом. В результате концентрации индикаторных микроэлементов в породах снижаются, и прямое сравнение их с кларками становится неинформативным. В данном случае корректней сопоставлять нормированные на алюминий концентрации элементов: $[C_i/C_{Al}]_{образец} / [C_i/C_{Al}]_{кларк}$. Допуская, что источником алюминия в осадках был только обломочный материал, таким путем можно оценить степень обогащения (или наоборот «истощения») марганцевоносных отложений теми или иными элементами относительно фонового литогенного вещества.

Сопоставление нормированных на алюминий концентраций элементов приведено на диаграмме (рис. 2). Элементы, фигуративные точки которых располагаются на единичной линии или ниже нее, поступают в осадок преимущественно в составе обломочного материала. На всех месторождениях к ним относятся Ti, K, Cr, Hf, Li, Nb, Rb, Th и Zr. Элементы, фигуративные точки которых находятся выше единичной линии, поступают в осадок в избыточном, относительно фонового литогенного материала, количестве. Дополнительными источниками этих элементов могли служить морская вода (водородная сорбция элементов), биогенное вещество (карбонатное, кремнистое, фосфатное, углеродистое) и гидротермальные растворы. С учетом геологической обстановки вклад последних двух источников представляется более очевидным, чем первого. К числу однозначно «избыточных» элементов в изученных породах относятся Si, Fe, Mn, Ca, P, As, Ge, Mo, Ni, V и Y. Точки остальных элементов занимают промежуточные положения — эти вещества поступали в осадок как в составе литогенного материала, так и из других источников. Среди таких элементов особо отметим Ba, Co, Cu, Ga, Sn, Sr, Tl, U, Zn и La. Расположение фигуративных точек указывает на то, что чаще всего данные элементы являются «избыточными»: их общая концентрация, как правило, превышает соответствующую величину в литогенной части осадка.

Набор «избыточных» элементов, а также степень превышения их концентраций над уровнем «фоновой» литогенной компоненты осадка индивидуальны для каждого из изученных

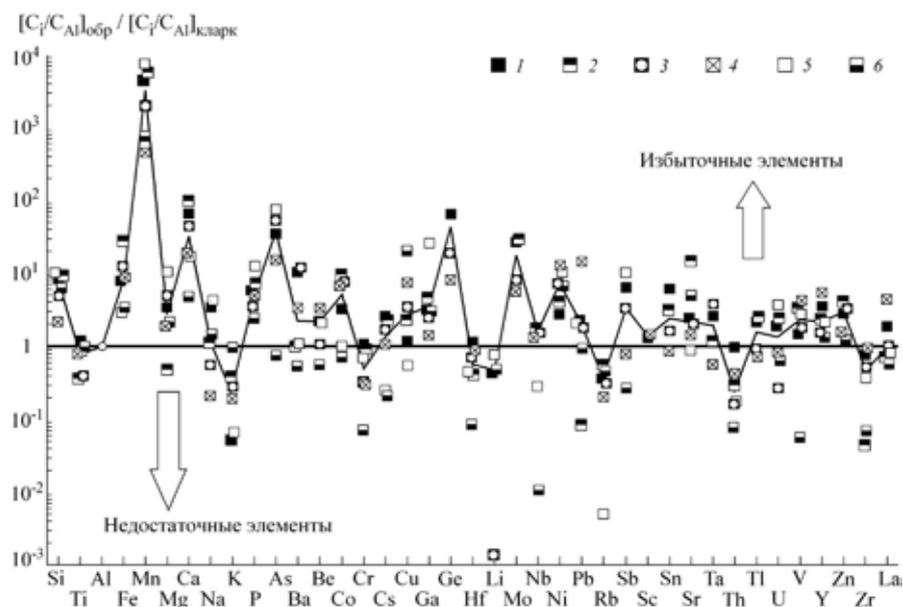


Рис. 2. Нормированные на алюминий средние содержания элементов в марганцевоносных метаосадках Южного Урала. 1–6 месторождения: 1 — Кызыл-Таш, 2 — Казган-Таш, 3 и 4 — Биккуловское (3 — южный участок, 4 — северный участок), 5 — Южно-Файзулинское, 6 — Северо-Файзулинское. Ломаной линией показано среднее содержание элементов для всех месторождений. Жирная горизонтальная линия — уровень содержаний литогенных элементов

месторождений. Разброс средних содержаний микроэлементов достаточно велик. Но конфигурация усредненного геохимического спектра (на рис. 2 он показан ломаной линией) близка к аналогичным данным для гидротермальных железо-марганцевых отложений Тихого океана (Батулин, 2000; Maupard, 2003). Данный факт свидетельствует в пользу гидротермально-осадочной модели генезиса марганцевых пород Южного Урала.

В целом же, по сравнению с РЗЭ, значение редких металлов как индикаторов гидротермального вещества в марганцевоносных метаосадках Южного Урала проявлено не столь отчетливо. В этой связи необходимо особо отметить следующее. Известно, что химический состав гидротермальных отложений контролируется множеством независимых факторов: температурой растворов, составом взаимодействующих с ними пород, физико-химическими и геологическими условиями разгрузки гидротерм и др. При этом далеко не всегда даже явно гидротермальные марганцевоносные осадки (как современные, так и древние) интенсивно обогащаются микроэлементами.

С другой стороны, повышенные концентрации микроэлементов характерны для железо-марганцевых отложений не только гидротермального происхождения. В частности значительное накопление многих микроэлементов установлено в диагенетических конкрециях, образующихся на осадках мелководного шельфа эпиконтинентальных морей (Школьник и др., 2012). Например, по своей геохимии конкреции Балтийского, Белого, Карского и Черного морей близки к типичным гидротермальным коркам вулканогенных областей Тихого океана. Аналогичным образом много общего имеется между собственно осадочными и гидротермально-осадочными марганцевыми отложениями палеоокеанов. Особенности химического состава пород указывают на то, что физико-химические и литологические условия образования марганцевых осадков благоприятны также для накопления в них и целого ряда микроэлементов. Но источники как марганца, так и микроэлементов и способы поступления вещества в область седиментации могут быть принципиально разными. Отсюда возникают объективные трудности в использовании геохимических данных при реконструкции условий генезиса марганцевых месторождений.

Тем не менее, обобщение большого объема геохимической информации позволяет определить статистически проявленные тенденции. Так, гидротермальные железо-марганцевые скопления, по сравнению с отложениями осадочного (не гидротермального) генезиса, в среднем содержат примерно на порядок больше Cd, Cu, Li, Mo, Sb и W. В то же время осадочные

породы обогащены Р, As, Th и Zr. Геохимия марганцевоносных метаосадков Южного Урала носит двойственные черты. С гидротермальными отложениями эти породы сближает низкие концентрации Р, Th и Zr, а с осадочными — низкие концентрации Cu, Li и Sb.

Исследования поддержаны РФФИ (проекты 12-05-00308 и 12-05-00140).

Литература

- Батулин Г.Н.* Рудные ресурсы океана // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 5. С. 451–477.
- Брусницын А.И.* Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб.: СПбГУ, 2013. 160 с.
- Брусницын А.И., Жуков И.Г.* Марганцевоносные породы Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал): строение залежей, состав, генезис // Литосфера. 2010. № 2. С. 77–99.
- Гаврилов А. А.* Эксгальционно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра, 1972. 215 с.
- Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 359 с.
- Калинин В. В.* Марганцевые и железо-марганцевые месторождения восточного склона Южного Урала // Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978. С. 55–90.
- Херасков Н. П.* Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений // Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 47–65.
- Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Батулин Г.Н. и др.* Исследование марганцевой и железомарганцевой минерализации в разных природных обстановках методами сканирующей электронной микроскопии. М.: Эслан, 2012. 471 с.
- Bogdanov Yu.A., Lisitzin A.P., Binns R.A., Gorshkov A.I., Gurchich E.G., Drits V.A., Dubinina G.A., Bogdanova O.Yu., Sivkov A.V., Kuptsov V.M.* Low-temperature hydrothermal deposits of Franklin seamount, Woodlark basin, Papua New Guinea // Marine Geology. 1997. Vol. 142. № 1/4. P. 99–117.
- Maynard J.B.* Manganiferous sediments, rocks and ores // Treatise on Geochemistry. Vol. 7. Sediments, diagenesis and sedimentary rocks. Elsevier, 2003. P. 289–308.

ОСОБЕННОСТИ НАЧАЛЬНОГО И ЗАВЕРШАЮЩЕГО ЭТАПОВ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ (СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ)

М.Д. Булгакова

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск,
Lithology2013geo@yakutia.ru*

Палеозойская эра — самая продолжительная в фанерозое: она охватывает 322 млн лет. Её границы, подчеркивает Е.Е. Милановский (1999), совпадают с самыми важными рубежами в фанерозойской истории Земли: начало палеозоя совпадает с границами между позднепермским (байкальским) и палеозойским мегациклами, конец палеозоя — с границами между палеозойским (герцинским) и мезозойским мегациклами. С этими же рубежами совпадают два важнейших этапа в эволюции органического мира. Они начинаются с величайших вымираний, которые происходили на завершающих этапах тектонических мегациклов — в конце венда и в конце перми. Эти вымирания быстро сменяются фазой радикального обновления органического мира, которые происходят уже на начальных этапах следующих мегациклов — в раннем кембрии и в раннем триасе. Е.Е. Милановский (1999) полагает, что причины биосферных кризисов могут быть различными, но все они находятся в тесной взаимосвязи и, в конечном счете, порождаются общепланетарными тектоническими процессами. При этом не исключается возможность связи эпох вымираний с космическими событиями, которые, по-видимому, в значительной мере контролировали ход многих геологических процессов, происходивших на Земле.

Несмотря на то что указанные биосферные и тектонические перестройки в палеозойской истории Земли происходили в примерно одно и то же время, конкретные их проявления в крупных геологических регионах могут иметь свою специфику. В данном сообщении рассматриваются пограничные этапы в палеозойской истории якутского сектора северо-восточной Азии (СВА), где они представлены достаточно полно и хорошо изучены.

I. По современным представлениям (Парфёнов, 2001), главными тектоническими единицами на рассматриваемой территории являются Сибирская платформа и Верхояно-Колымская орогенная область, включающая Верхоянский складчато-надвиговый пояс и коллаж разнотипных террейнов. Как показывает анализ имеющихся геологических материалов, в раннем кембрии восточная часть региона (координаты современные), включавшая Омолонский, Алазейский, Омулеский, Кенкельдинский террейны, северо-восточную часть Приколымского террейна, представляла собой сушу, вблизи которой располагалась приконтинентальная мелководная зона морского бассейна с терригенной и терригенно-карбонатной седиментацией. Платформенная часть региона была устойчивой системой эпиконтинентальных бассейнов с разнотипной автохтонной седиментацией. На юго-западе и юге Сибирская платформа примыкала к активной островодужной окраине Палеоазиатского океана.

О «величайшем» поздневендском вымирании конкретно на СВА определенных данных нет: палеонтологи, изучавшие опорные разрезы докембрия на Сибирской платформе, отмечают крайне бедную палеонтологическую характеристику юдомия — сибирского аналога венда. Кстати, редкость находок вендских организмов характерна не только для Сибири. В.М. Подобина и С.А. Родыгин (2000) объясняют этот факт тем, что вендская («эдиакарская») фауна, будучи исключительно мягкотелой, очень плохо сохранялась в ископаемом состоянии. Известно, что в её составе преобладала группа кишечнополостных организмов и практически полное её вымирание произошло на рубеже венда и кембрия. Вслед за этим вымиранием произошло самое главное биосферное и историческое событие раннего палеозоя — появление в начале кембрия разнообразной скелетной фауны. Наиболее полно это событие проявилось как раз на Сибирской платформе, в её юго-восточной части. Именно здесь, в бассейнах рек Лены и Алдана, находятся лучшие российские стратотипические опорные разрезы всех шести нижне-среднекембрийских ярусов и двух нижнекембрийских надъярусов. Эти разрезы имеют мировую известность; здесь, по рекам Лена и Алдан, неоднократно проводились полевые экскурсии, включая международные, по разным стратиграфическим проблемам раннего кембрия. Коллективом новосибирских ученых проведено комплексное изучение литологии, палеонтологии, палеоэкологии опорных разрезов нижнего кембрия бассейна р. Лены, детально исследован Анабаро-Синский фациальный регион и его главная лито-фациальная структура — Сахайская органогенная полоса. В раннем кембрии она выполняла роль седиментационного барьера, разделявшего восточную и западную части платформенного бассейна. Установлено, что центр формирования и расселения скелетной фауны, в том числе и археоциат, располагался в пределах этой полосы в бассейне р. Алдан, откуда она мигрировала на север и северо-восток. Здесь же впервые в истории Земли возникли небольшие органогенные постройки, в которых главными каркасостроителями были археоциаты, хиолиты, сопутствующими — брахиоподы, известковые цианобактерии. Особо благоприятную экологию в пределах Сахайской полосы И.Т. Журавлева и И.В. Николаева (1986) связывают с существованием мощного Сахайского морского течения, ширина которого оценивается авторами в 100 км и которое существовало в центральной части платформенного бассейна с начала раннего кембрия. Это течение обеспечивало активную циркуляцию бассейновых вод, их чистоту и насыщенность достаточным количеством разнообразных питательных веществ. Сахайская органогенная полоса просуществовала до конца атдабанского века, и далее её развитие вступает в стадию барьерного рифа.

В это же время, в начале кембрия, появляются известковые сине-зеленые водоросли, для которых, как считает В.А. Лучинина (1987), кембрий стал не только временем их возникновения, но и единственным периодом их расцвета.

Появление в начале палеозоя разнообразной скелетной фауны, известковых водорослей и быстрое их развитие на протяжении раннего кембрия, появление новых типов органогенных построек и новых типов биогенных осадков — главные, но не единственные события этого времени. Переход от венда к раннему кембрию отмечен на Сибирской платформе резкой сменой относительно однообразных доломитовых комплексов позднего венда уникальным парагенезом так называемых тектоногенных формаций раннего кембрия — галогенной, барьерно-рифовой и металлоносной черносланцевой. Да, здесь на рубеже венда-кембрия не зафиксированы глубокие размывы, нет угловых несогласий, складчатых деформаций — есть только резкое

изменение состава осадочных комплексов, что свидетельствует о радикальных изменениях условий бассейнового осадконакопления и прежде всего – тектонических обстановок. Полвека назад Н.М. Страхов (1963) обосновал свой вывод о том, что развитие галогенеза в истории Земли контролировалось только тектоническими факторами и соотношениями климатических зон с тектоническими структурами земной коры. Древнейшим и наиболее крупным представителем галогенных формаций планеты уже тогда Н.М. Страхов считал усольскую свиту Сибирской платформы (томмотский ярус нижнего кембрия). Её формирование он связывал с нахождением платформы в это время в зоне аридного климата и вступлением её в стадию интенсивного расчленения на крупные активно прогибающиеся синеклизы и разделявшие их антеклизы. Эти взгляды Н.М. Страхова позднее получили подтверждение в работах Г.А. Беленицкой (2000). Ею было установлено, что эпохи глобальных максимумов галогенеза, включая древнейшую поздневендско-среднекембрийскую, совпадают с эпохами планетарных геодинамических перестроек и роста эндогенной активности. Формирование Восточно-Сибирского галогенного пояса в раннем кембрии контролировалось, по Г.А. Беленицкой, системой депрессий, отвечавших задуговым бассейнам сжатия и прилежащим прогибам деструктурированных частей кратона. Максимум формирования соленосных структур и максимум платформенного галогенеза также определяется как томмотский век (усольское время), что совпадает с первой стадией тектонической активизации платформы.

Второй тектонический максимум на платформе приходится на предботомское время, с ним связана активизация древнего Анабаро-Синского регионального разлома, оказавшего большое влияние на развитие бассейновых структур в восточной части платформы. С начальной, томмот-атдабанской, стадией активизации этого разлома связано развитие упоминавшейся выше Сахайской органогенной полосы. С ботомского века Анабаро-Синский региональный разлом приобретает черты крупного внутриплатформенного конседиментационного сброса, а Сахайская органогенная полоса трансформируется в Анабаро-Синскую барьерно-рифтовую систему. К востоку от неё появляется батинальный бассейн сбросового типа, в пределах которого с этого времени формировался металлоносный черносланцевый комплекс.

Таким образом, ранний кембрий Сибирской платформы — это яркий пример того, как тектоническая активизация платформенных структур может проявляться главным образом на седиментологическом уровне формированием особой — тектоногенной — группы осадочных комплексов. Установлено также, что тектоническая активизация в раннем кембрии Сибирской платформы имела резонансный характер и определялась воздействием на неё тектонических процессов в соседних островодужных структурах Палеоазиатского океана (Булгакова, Прокопьев, 2012).

По-иному были проявлены процессы тектонической активизации в Верхояно-Колымской орогенной области, где она была связана главным образом с процессами внутриконтинентального рифтогенеза, с возникновением грабен-рифтовых структур, формированием терригенных (до 1200 м) и вулканогенных комплексов (до 400–700 м). Подобные образования нижнекембрийского возраста установлены в пределах Омолонского террейна, где они с глубоким размывом перекрывают архей, на севере Приколымского террейна, где базальты нижнего кембрия залегают на верхнем рифее (Геологическая..., 1991). Покровы базальтов мощностью до 50 м в сочетании с вулканотерригенными песчаниками, состоящими из обломков кислых калиевых эффузивов, слагают базальную пачку нижнего кембрия в устье р. Лены (Чекуровская антиклиналь). Проявления базальтового вулканизма известны также на северо-востоке Сибирской платформы в районе Оленекского поднятия.

II. Рубеж перми и триаса на планете ассоциируется с тремя аномальными историческими событиями. К ним относятся: **1.** Второе «величайшее», по Е.Е. Милановскому, фанерозойское вымирание, когда вымерло до 95 % видов морской фауны, в т.ч. трилобиты, табуляты, почти все палеозойские брахиоподы и другие группы. **2.** Наиболее резкое тектоно-эвстатическое понижение уровня Мирового океана, который оценивается на 50–100 м ниже его современного уровня. **3.** Одна из самых грандиозных в истории Земли фаза континентального базальтового вулканизма, произошедшего на западе Сибирской платформы в пределах Тунгусской синеклизы.

Отмеченные особенности пермо-триасового этапа в разной степени проявились и на северо-востоке Азии, но наибольшее влияние на геологическую жизнь этого региона оказала близость с тунгусским эпицентром тектоно-магматической деятельности. За пределами Тунгусской синеклизы на всей территории северо-восточной Азии рубеж перми и триаса также характеризуется как время повышенной тектоно-вулканической активности, сопровождающейся локальными проявлениями базальтового вулканизма, разломообразованием и высокой сейсмичностью. Как и в Тунгусской синеклизе, вулканизм здесь представлен интрузивной, эффузивной и эксплозивной фазами. Роль первых двух значительно сокращается в восточном направлении. Проявления интрузивной фазы трапповой формации в северных, восточных районах Сибирской платформы описаны во многих известных работах. Что касается эффузивных диабазов верхнепермского-нижнетриасового возраста, Ю.П. Ивенсен с соавторами (1970) уточняет, что покровы базальтов располагаются в Верхоянском мегантиклинории в области краевого шва и во внутренней зоне Предверхоянского краевого прогиба (районы Джарджанской и Неджелинской скважин) и что связаны они с глубинными разломами северо-западного простирания.

Наибольшее площадное распространение на северо-востоке Сибири получают пирокластические продукты эксплозивной фазы траппового вулканизма в начале раннего триаса. Базальтовая пирокластика в разной степени претерпевает разнообразные минеральные преобразования, но преимущественное развитие получает аргиллизация эксплозивного материала. Особая роль базальтовой пирокластики в составе, строении нижнетриасовых разрезов Сибирской платформы была установлена при специальном изучении двух глинистых толщ, известных как неджелинская (усть-кельтерская) и мономская свиты (нижний триас). Именно под этими толщами на территории Виллюйской синеклизы и Предверхоянского краевого прогиба были выявлены основные запасы углеводородов Лено-Виллюйской нефтегазоносной провинции, в связи с чем в 70-х годах они становятся объектами специального литологического изучения. Работами В.Ю. Ивенсен и Г.В. Ивенсен (1975) и других литологов, было доказано, что эти глинистые толщи сформировались за счет изменения тонкой базальтовой пирокластики и что от характера этих изменений, от состава глинистых новообразований зависят изолирующие свойства глинистых покрышек. Авторами установлено, что глубина минерального преобразования пеплового материала существенно зависит от структурно-тектонических условий. Так, наименее устойчивая хлорит-монтмориллонитовая ассоциация фиксируется на территории Виллюйской синеклизы и на севере Предверхоянского прогиба. Именно она характеризуется повышенным содержанием разбухающих глинистых минералов, определяющих изолирующие свойства глинистых покрышек. С формированием этих же ассоциаций связана характерная пестрая окраска глинистых отложений нижнего триаса, что в значительной степени обусловлено повышенным содержанием в вулканическом стекле туфов железа. Ранее считалось, что пестроцветность нижнетриасовых глинистых отложений связана только с аридным климатом.

Базальтоидная кластика в складчатых зонах Верхоянья претерпела более глубокие изменения до стадии позднего катагенеза с формированием устойчивой гидрослюдисто-хлоритовой ассоциации глинистых минералов (Ивенсен, Ивенсен, 1975) Свои структурные и минералогические особенности здесь сохраняют лишь прослойки аквагенных туфов и ортотуффитов, мощность прослоев которых достигает 2–8 м (Булгакова, 1975). Очень эффектно выражены конседиментационные разломы нижнетриасового возраста на восточном склоне Западного Верхоянья в верховьях р. Дулгалах. Вдоль них происходит резкий перепад мощностей, к ним приурочены обвальнo-оползневые горизонты мощностью до 8 м с глыбами и блоками песчаников от 0,5 до 3 м в поперечнике, погруженными в деформированный оползневыми складками алевропелитово-аргиллитовый матрикс. Разнообразные сейсмогенные деформации слоистых текстур наблюдались автором в разрезах нижнетриасовых толщ Улага-Билляхской ртутно-рудной зоны. На месторождении «Звездочка» это были брекчии взламывания, причудливые оползневые деформации, часты взмучивания слоистых осадков. Все это свидетельствует об активном проявлении в дорудной истории данного месторождения и рудной зоны в целом раннетриасового этапа региональной тектонической активизации и

разломообразования, синхронного с проявлениями траппового вулканизма на западе Сибирской платформы.

Литература

- Беленицкая Г.А. Соленосные осадочные бассейны. Литолого-фациальный, геодинамический и минерагенический анализ. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 72 с.
- Булгакова М.Д. К литологии верхнепермских и триасовых отложений бассейна р. Дулгалах (Зап. Верхоянье) // Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. С. 26–45.
- Булгакова М.Д., Прокопьев А.В. Резонансно-тектоническая активизация Сибирской платформы в раннем кембрии: седиментологические индикаторы // Материалы 7-го Всероссийского литологического совещания. Санкт-Петербург, 2012. С. 159–161.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (нов. сер.). Лист Q-56, 57, Среднеколымск. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 111 с.
- Журавлёва И.Т., Николаева И.В. Палеобиогеографический очерк // Нижний кембрий юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1986. С. 187–200.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Семенов В.П. Базальтоидный магматизм Верхоянского хребта и Янского нагорья // Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1970. С. 73–75.
- Ивенсен В.Ю., Ивенсен Г.В. Роль вулканизма в формировании отложений раннего триаса Лено-Вилуйской нефтегазоносной провинции // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 5. С. 74–80.
- Лучинина В.А. Синезеленые водоросли (Cyanobacteria) // Ископаемые известковые водоросли. Новосибирск: Наука, 1987. С. 12–38.
- Милановский Е.Е. Глобальная цикличность геологического развития Земли в фанерозое и проблемы великих вымираний // Историческая и региональная геология в системе геолог. образования. СПб.: Горный ин-т, 1999. С. 34–35.
- Парфёнов Л.М. Тектонический анализ // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 69–80.
- Подобина В.М., Родыгин С.А. Историческая геология. Томск: Изд-во НТЛ, 2000. 262 с.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

ВЗАИМОСВЯЗИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОРОГЕНОВ И ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И СИБИРИ

М.М. Буслов, Е.В. Солобоева, Е.В. Ветров

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, misha@igm.nsc.ru

В последнее время активно развиваются исследования горных систем Центральной Азии, связанные с моделированием термальной истории пород методом трекового датирования апатитов (AFT), позволяющего выявлять периоды тектонической стабилизации (пенепленизации) и активности (горообразования). В настоящее время методом AFT получено множество датировок по образцам из южного Урала, северного Казахстана, Киргизского Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области и Байкальского региона, которые свидетельствуют о мощной мезозойской внутриконтинентальной реактивации Центральной Азии (Wan de Beek et al., 1996; Glasmacher et al., 2002; De Grave et al., 2002, 2004, 2006, 2007, 2011a, b; Sobel et al., 2006; Buslov et al., 2006; Буслов и др., 2008; Jolivet et al., 2009; Clorie et al., 2011, 2012; Буслов, 2012). В корреляции с геологическими данными сделано предположение, что в мезозое рост внутриконтинентальных орогенов связан с дальним воздействием коллизий Гондванских континентальных блоков с активной окраиной Евразии. Аналогом структур такого типа является обширный кайнозойский Центрально-Азиатским ороген, возникший в результате коллизии Индийского континента с Евразией (Molnar, Tapponnier, 1975).

Структура коры данного региона сформировалась в палеозойско-мезозойское время и содержит огромное количество докембрийских микроконтинентов гондванской группы, заключенных среди складчатых зон. Передача деформаций от Индо-Азиатской коллизии внутрь Евразии происходила по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов (Dobretsov et al., 1996). В результате сжатия складчатые

зоны перерастали в горные системы, а микроконтиненты служили фундаментом для формирования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Джунгарского и др.).

В мезозое в результате конвергенции континентальных блоков Гондваны к Евразии сформировались киммерийский и монголо-охотский аккреционно-коллизионные пояса (Зоненшайн и др., 1990; Zorin, 1999). Коллизионные воздействия сказались не только в зонах столкновения, но глубоко проникли и вовнутрь Евразии, что фиксируется в проявлении сдвиго-надвиговых и сдвиговых деформаций, формировании горных поясов и осадочных бассейнов.

Датирование горообразования Центральной Азии, Южного Урала и Байкальского региона методом апатитового трекового анализа (АФТ) свидетельствуют о крупных (более чем 3 км) мезозойских поднятиях рельефа. На Тянь-Шане мезозойские АФТ возрасты горообразования являются более древними (~200–130 млн лет) по отношению к Уралу, северному Казахстану, Алтае-Саянской области и Байкальскому региону (~160–100 млн лет). Горообразование Тянь-Шаня произошло в поздне триасово-юрское время и послужило накоплению осадочных толщ в Джунгарском, Таримском и Западно-Сибирском бассейнах. Оно связано с киммерийской орогенцией, то есть с субдукцией литосферы Палеотетиса под южную активную окраину Евразии и последующей коллизией Тибетского микроконтинента с ней. Коллизия привела к распространению тектонической реактивации в северном направлении, что привело к росту горных систем на Тянь-Шане, в Джунгарии и, возможно, центральном Казахстане.

В позднеюрско-раннемеловое время (~160–100 млн лет) формировался обширный монголо-охотский пояс как результат закрытия одноименного океана и последующей коллизии Северокитайско-Монгольского континента с Евразией. Дальнее влияние этой коллизии привело к распространению тектонической реактивации Евразии в западном направлении. Орогенция проявилась на обширной территории Забайкалья, Байкальского региона, Монголии, Северного Китая, Алтае-Саянской области, Казахстана, Тянь-Шаня и южного Урала. На территории Забайкалья, Байкальского региона, Монголии, Северного Китая была образована мощная Байкала-Патомская альпинотипная горная система. На территории Алтае-Саянской области, Казахстана, Тянь-Шаня и южного Урала проявились сдвиговые и сдвиго-надвиговые дислокации, в раннем мелу выросли крупные (до 3 км) горные поднятия.

Изучение литологии и текстур мезозойских осадков Кузнецкого и Канско-Ачинского бассейнов выявило мощную речную систему с северо-западным направлением стока в сторону Западно-Сибирского бассейна. Сравнение состава и пропорций минералов тяжелых фракций мезозойских и современных рек указывает, что источником сноса для Западно-Сибирского бассейна являлась Байкала-Патомская горная система (Le Heron et al., 2008; Davies et al., 2010).

Мезозойские орогены Центральной Азии, почти полностью уничтоженные эрозией, и являлись источником поступления осадочного материала в Западно-Сибирский, Канско-Ачинский, Кузнецкий, Карагандинский, Джунгарский, Таримский и другие осадочные бассейны. По объему горных пород мезозойские орогены сопоставимы с объемом осадочного выполнения бассейнов Центральной Азии и Сибири. Благодаря разрушению горных систем и деятельности рек в предгорных прогибах накапливалась угленосная молласа, а в прибрежно-морских и морских обстановках Западно-Сибирского бассейна были созданы благоприятные условия для образования и захоронения углеводородов. В связи наступлением горных систем внутрь континента часть угленосных моласс были вовлечены в межгорные структуры (например, полурампы Кузнецкого бассейна) и отделены горными перемычками от ранее единого Западно-Сибирского бассейна, который в допозднеюрское время распространялся до Монголии и, вероятно, существовал на территории Казахстана.

Киммерийская и монголо-охотская орогенции контролировали как формирование осадочных бассейнов Центральной Азии и Сибири, так и деформации их осадочного выполнения.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН № № 90.

Литература

Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 9. С. 862–870.

Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 9. С. 1245–1255.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 2. 334 с.

Buslov M., De Grave J., Davies C., Allen M., Kokh D., Soloboeva E. Late Jurassic-Early Cretaceous tectonics and paleogeography of northern Central Asia: a Himalayan type orogeny // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. V. 26. P. 128.

De Grave J., Van den Haute P. Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // Tectonophysics. 2002. T. 349. P. 145–159.

De Grave J., Buslov M.M., Van den haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India–Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan Journal of Sciences. 2004. V. 21, Issue 41 (special issue). P. 121–122.

De Grave J., Buslov M., Van den haute P., Metcalf J., Batalev V. From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the northern Kyrgyz Tien Shan batholith // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. T. 26. P. 133.

De Grave J., Buslov M.M., Van den haute P. Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 188–204.

De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Van den haute P. Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins // Terra Nova. 2011a. V. 23. № 4. P. 248–256.

De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.Y., Vanhaecke F., Elburg M., Van den haute P. The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // Gondwana Research. 2011b. V. 20. P. 745–763.

Glasmacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N. Thermotectonic evolution of the western fold-and-thrust belt, southern Uralides, Russia, as revealed by apatite fission track data // Tectonophysics. 2002. T. 354. P. 25–48.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Elburg M.A., Ryabinin A.B., Vandoorne W., Vanhaecke F., Van den haute P. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai – Altai-Mongolia suture zone (Siberia): zircon U/Pb constraints on its igneous record // Gondwana Research, 2011. V. 20. № 2–3. P. 465–484.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // Tectonophysics. 2012. V. 544–545. P. 75–92.

Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Sankov V.A., Ringenbach J.-C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology // Tectonics. 2009. V. 28. 21 p.

Sobel E.R., Osnik M., Burbank D., Mikolaichuk A. Exhumation of basement-cored uplifts: example of the Kyrgyz range quantified with fission track thermochronology // Tectonics. 2006. P. 1–17.

Wan de Beek P., Delvaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G. Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia // Journal of the Geological Society, London. 1996. № 153. P. 515–523.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // International Geology Review. 1996. V. 38. P. 430–466.

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. 1999. T. 306. P. 33–50.

Davies C., Allen M., Buslov M., Safonova I. Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: insights into the Permian-Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 295. P. 307–322.

Le Heron D.P., Buslov M.M., Davies C., Richards K., Safonova I.Yu. Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia // Sedimentary Geology. 2008. V. 208. P. 45–60.

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧАЙКИНСКОГО ПОДНЯТИЯ ПО ДАННЫМ ПАРАМЕТРИЧЕСКОГО БУРЕНИЯ

Н.А. Бычкова

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
Новосибирск, bychkova@sniiggims.ru

Чайкинское поднятие расположено в пределах Сибирской платформы и приурочено к пограничной зоне Непско-Ботуобинской антеклизы и Предпатомского краевого прогиба. Объектом изучения послужили венд-кембрийские отложения, содержащие потенциально продуктивные горизонты (ПГ). Параметрическая скважина Чайкинская-367 (скв. Чк-367) заложена в центральной части Чайкинского поднятия, скважина Чайкинская-279 (скв. Чк-279) — в 24 км юго-западнее от неё.

Исследования построены на интерпретации данных химического состава пород, полученных в Лаборатории инструментальных методов анализа ФГУП «СНИИГГиМС». Методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) (прибор ARL Optim'X) определены содержания CaO, MgO, MnO, Na₂O, K₂O, Fe₂O₃общ, SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, P₂O₅, S_{общ}, Cl; спектрального (СА) (прибор СПАС-01) — Ba, Be, Co, Cr, Cu, La, Li, Nb, Ni, Pb, Sc, Sn, Sr, V, Y, Yb, Zn, Zr. По скв. Чк-279 было проанализировано более 230 образцов, по скв. Чк-279 — более 290. Литологическая характеристика свит и горизонтов дана по результатам исследований Лаборатории литологии нефтегазоносных отложений ФГУП «СНИИГГиМС».

На основе данных РФА был рассчитан минеральный состав пород (программа MINLITH (Розен, Аббясов, 2003)) и выделены группы с близким химическим составом с помощью алгоритма иерархической кластеризации. Для построения сводного геохимического разреза нормирование содержаний элементов для карбонатных пород проводилось на кларки для карбонатных пород (Скляр и др., 2001), для терригенных пород — на средний состав верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Сводный геохимический профиль имеет достаточно дифференцированный характер, что позволяет выделять границы не только между крупными стратиграфическими подразделениями, но и уточнять границы ПГ.

В работе использовалась классификационная диаграмма М.М. Херрона (Herron, 1988) для терригенных пород, в основе которой заложен геохимический критерий, отражающий содержание кварца, глинистых минералов и полевых шпатов, тем самым диаграмма позволяет разделить осадочные породы по зрелости. При определении состава пород источника сноса использовались система петрохимических модулей, разработанная Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис (Юдович, Кетрис, 2000), и генетические диаграммы F1-F2 (Roser, Korsch, 1988), С.Р. Тейлора и С.М. Мак-Леннана (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Для реконструкции условий осадконакопления терригенных отложений применена дискриминационная диаграмма Б.П. Розера и Р.Дж. Корша (Roser, Korsch, 1986). Поскольку особенности условий осадконакопления характеризуются не только различиями содержания породообразующих окислов, но и распределением рассеянных элементов, были использованы геохимические индексы Fe/Mn, Sr/Ba, V/Cr и корреляционные связи между рассеянными элементами.

Далее приведена геохимическая полевая характеристика разреза.

Талахская свита (V_1 тлх). Талахская свита охарактеризована в интервале 1780–1885 м скв. Чк-279 (по ГИС 1772–1887 м), в интервале 1632–1708 м скв. Чк-367 (по ГИС 1615–1740 м). Свита выделяется как талахский ПГ. Талахская свита представлена терригенными породами от песчаной до гравелитовой размерности с редкими прослоями аргиллитов. По химическому составу песчаники соответствуют субаркозам (скв. Чк-279) и лититовым субаркозам (скв. Чк-367) по классификации М.М. Херрона.

В разрезе талахской свиты (скв. Чк-279) обозначается двухчленное строение. В нижней части среди полевых шпатов преобладает калиевый полевой шпат (6–18 %), в верхней калишпат и плагиоклаз содержатся в равных долях (каждого около 5 %), увеличивается количество иллита

(9 %) и кварца (77 %). Среди полевых шпатов доминирует калишпат (скв. Чк-367). Отложения талахской свиты в целом характеризуются увеличением значения калиевого модуля ($KM=0,55$) и модуля общей щелочности ($HKM=0,7$).

По данным геохимического исследования, источниками сноса являются разные по составу типы пород — от основных до кислых. Влияние пород основного состава выражается в повышенном содержании хрома в породе (до 350 г/т, в среднем 210 г/т) и его отрицательной корреляции с калием, то есть хром находится в минеральной фазе, не связанной с глинистой фракцией. Влияние пород кислого состава выражается в преобладании кварца и калиевого полевого шпата. Накопление осадочного материала происходило во внутриконтинентальных обстановках, вероятнее всего в пресноводных.

Паршинская свита (V_1 пр). В пределах паршинской свиты выделяются две подсвиты: верхняя и нижняя. К низам верхней подсвиты приурочен продуктивный горизонт чайкинский. Чайкинский горизонт залегает в интервале 1613–1629 м (скв. Чк-279) и в интервале 1449–1457 м (скв. Чк-367) и литологически представлен обломочными доломитами, иногда слабо ангидритизированными.

Верхняя подсвита в интервале 1480–1629 м скв. Чк-279 (по ГИС 1478,5–1629,0 м) сложена главным образом аргиллитами. В интервале 1403–1457 м скв. Чк-367 (по ГИС 1289–1457 м) — аргиллитами, аргиллитами алевролитовыми, с примесью пирокластического материала, туффитами. Нижняя подсвита в интервале 1629–1702 м скв. Чк-279 (по ГИС 1629–1772 м) представлена переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников; в интервале 1457–1478 м скв. Чк-367 (по ГИС 1457–1615 м) — вулканогенно-осадочными образованиями, туфами.

Для разреза паршинской свиты в пределах исследуемой территории по геохимическим данным характерно присутствие пирокластике, в верхней подсвите — вплоть до вулканогенно-осадочных пород, где значения фемического модуля равны 0,21–0,3; MgO 3,11–5,51 %. В породах по расчетному составу содержится до 14–36 % хлорита.

В формировании паршинской свиты участвовали породы от основного состава до кислого, на что указывают генетические диаграммы, где фигуративные точки попадают в области кислых по составу пород источников сноса. Для верхней подсвиты в целом характерна положительная корреляция Cr , Co и Ni , что может быть возможно лишь при небольшой удаленности от источника сноса (Feng, Kerrich, 1990).

Для отложений паршинской свиты наиболее вероятными представляются обстановки мелководья при накоплении в условиях пассивной континентальной окраины. Также можно предположить, что осадконакопление верхней подсвиты (скв. Чк-367) происходило либо в приподнятых зонах мелководья, либо тяготеет к прибрежно-морским областям.

Литологически чайкинский ПГ в основном представлен доломитами. По геохимическим данным, карбонатные породы не содержат алюмосиликатной примеси (скв. Чк-279) и характеризуются близкими к кларкам содержаниями рассеянных элементов. В разрезе скв. Чк-367 продуктивный горизонт представлен доломитами, в которых по расчетному составу присутствуют доломит (46 %), кварц (20 %), иллит (12 %), плагиоклаз (6 %) и хлорит (4 %).

По геохимическим данным (скв. Чк-279), нижняя граница чайкинского горизонта ограничена глубиной 1625,2 м, что выше определенной по ГИС на 4 м. Можно предположить, что положение кровли горизонта находится в интервале 1450–1451 м, подошвы — 1458,4–1460,4 м, что уменьшает мощность пласта на 3–5 м (скв. Чк-367).

Успунская свита (V_1 usp). Успунская свита охарактеризована в интервале 1340–1388 м скв. Чк-279 (по ГИС 1280–1388 м) и в интервале 1170–1200 м в скв. Чк-367 (по ГИС 1092–1200 м). В пределах свиты выделяется преображенский ПГ, который сложен в основном органогенными доломитами. Перекрывающие толщи представлены преимущественно доломитами ангидритистыми, подстилающие — доломитами и ангидритами, в различной степени доломитизированными (скв. Чк-279); доломитами глинистыми (скв. Чк-367).

В пределах рассматриваемой территории геохимические характеристики преображенского ПГ имеют схожий характер. Доломиты характеризуются близкими к кларкам содержаниями рассеянных элементов, SiO_2 , TiO_2 , низкими значениями SiO_2/Al_2O_3 . В отдельных случаях отмечено обогащение S (до 3 %), что при положительной корреляции с CaO указывает на

наличие сульфатов кальция. Для вмещающих отложений характерно более высокое значение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (от 3 до 15), обогащение Co, Cu, Cr, Ni, V, Zn и значительное превышение кларка Li (в среднем 250 г/т), что связано с алюмосиликатной примесью.

По результатам исследования преображенского ПГ скв. Чк-279 для кровли возможно положение в интервале 1367,7–1368,6 м, для подошвы — 1378,5–1381,2 м, что уменьшает горизонт на 4–6 м (по ГИС 1370–1383 м). Кровля горизонта скв. Чк-367 залегает в интервале 1181,4–1183,0 м, подошва — 1193,6–1194,2 м, что сокращает мощность продуктивного пласта на 5 м (по ГИС 1180–1197 м).

Юряхская свита (*V-Є₁ jurh*). Юряхская свита охарактеризована скв. Чк-367 в интервале 923–1004 м (по ГИС 923–1006 м). В пределах юряхской свиты выделяют объединенный юряхский I–II (923–966 м) и юряхский III (974–1006 м) горизонты. Юряхский I–II горизонт и вмещающая толща представлены переслаиванием доломитов в разной степени ангидритовых (до ангидритов), глинистых (до мергелей), местами породы засолены. Юряхский III горизонт представлен органогенными доломитами.

На геохимическом профиле юряхский I–II горизонт слабо выделяется на фоне вмещающей толщи, которая характеризуется только более высокими концентрациями Al_2O_3 , TiO_2 , S, Ba, Cl, что указывает на относительно большее содержание алюмосиликатов, сульфатов и солей. Рассматриваемые отложения накапливались в мелководных морских обстановках. Юряхский III горизонт резко отличается на профиле низкими содержаниями рассеянных элементов. Лишь в нижней части ПГ отмечено увеличение значения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (в среднем равно 5) и небольшое обогащение ванадием, который, вероятно, связан с появлением в этой части разреза алюмосиликатных минералов.

По данным геохимического исследования, положение кровли юряхского горизонта III возможно на отметке 980–981 м, что сокращает мощность ПГ на 6 м.

Билирская свита (*Є₁ bl*). Билирская свита охарактеризована в интервале 859–923 м скв. Чк-367 (по ГИС 840–923 м), где выделяется осинский ПГ (850–898 м). Осинский горизонт сложен преимущественно органогенными известняками доломитистыми. Нижележащие толщи представлены переслаиванием доломитов, доломитов глинистых, глинисто-кремнистых, ангидритистых с прослоями ангидритов и известняков, местами отмечено засоление.

По геохимическим данным осинский горизонт характеризуется близкими к кларкам содержаниями рассеянных элементов, за исключением V (до 37 г/т). При отсутствии алюмосиликатов можно предположить, что обогащение ванадием связано с существованием восстановительных обстановок. Значения отношений Sr/Ba (>1) и Fe/Mn (40–80) указывают на мелководные морские обстановки. Породы, подстилающие ПГ, выделяются более высокими содержаниями Li (68 г/т), Zr (42 г/т) и значением отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (среднее значение 8), что связано с наличием алюмосиликатной составляющей. Наличие сульфатов выражается в обогащении S (до 10 %).

По результатам исследования химического состава пород положение подошвы осинского ПГ возможно на отметке 897,8–899,1 м, что согласуется с разбивкой по данным ГИС.

В результате исследований венд-кембрийских отложений Чайкинского поднятия установлено, что карбонатные продуктивные горизонты осинский, преображенский и юряхский III имеют близкие геохимические характеристики: однородный состав, отсутствие алюмосиликатной примеси, близкларковые содержания рассеянных элементов, что дает возможность четко проследить их границы на геохимическом профиле. Предложена корректировка границ для продуктивных горизонтов юряхского III, преображенского и чайкинского.

Для терригенных отложений определен состав пород питающей провинции и условия осадконакопления. Накопление материала талахской свиты происходило во внутриконтинентальных обстановках, источниками сноса послужили породы различного состава, от основного до кислого. Отложения паршинской свиты накапливались в пределах мелководья пассивной континентальной окраины. Можно предположить, что в данной свите локальное осадконакопление происходило либо в приподнятых зонах мелководья, либо тяготело к прибрежно-морским областям. В формировании паршинской свиты участвовали разные по составу породы в питающей провинции и пирокластический материал, также, возможно, различного состава.

Литература

- Розен О.М., Аббясов А.А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 3. С. 299–312
- Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет-Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Юдович Я. Э., Керрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Feng R., Kerrich R. Geochemistry of fine grained clastic sediments in the Archean Abitibi Greenstone Belt, Canada: Implication for provenance and tectonic setting // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. V. 54. P. 1061–1081.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1988. V. 58. P. 820–829.
- Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chemical geology*. 1988. V. 67. P. 119–139.
- Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *Journal of Geology*. 1986. V. 94. P. 635–650.

ПЕРМСКИЕ МОРСКИЕ МАКРОФАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ ОХОТСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

А.С. Бяков^{1,2}, И.Л. Ведерников¹

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило
ДВО РАН, Магадан, abiakov@mail.ru

²Северо-Восточный государственный университет, Магадан

Охотский седиментационный бассейн выделяется в пределах одноименного массива (террейна) в юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы и имеет двойственную тектоническую природу: с одной стороны, он является задуговым по отношению к реконструируемой нами Охотско-Тайгоносской вулканической дуге, а с другой, он отчасти связан с Верхоянским окраинно-эпиконтинентальным морем (Бяков и др., 2005). Сведения о пермских породах Охотского бассейна, играющих в его строении немаловажную роль, все еще остаются весьма отрывочными в силу их слабой изученности.

Для рассматриваемого бассейна характерны как континентальные, так и морские мелководные отложения со значительной долей вулканитов различного состава, в том числе и лав (Умитбаев, 1963). По северо-восточной периферии бассейна фиксируются глубоководные фации континентального склона, представленные мощными (до 6 км) толщами различных гравититов (турбидитов и диамиктитов). Нами изучены главным образом эти глубоководные фации, а также основные группы мелководных морских фаций (Бяков, Ведерников, 1990; Бяков, 2001; 2007). Разработана фациально-седиментационная модель строения пермских отложений Охотского и связанного с ним Аян-Юряхского бассейнов (Бяков, Ведерников, 2012), которую можно представить в виде литолого-фациального профиля и серии схематичных профилей, иллюстрирующих стадии его развития.

Используя методологический подход О.В. Япаскурта (1992), предложившего, на наш взгляд, удачную методику фациального анализа мощных сложно построенных толщ на примере верхоянского комплекса (верхний палеозой – средний мезозой пассивной окраины Северо-Азиатского кратона), среди пермских отложений Охотского бассейна мы выделили следующие основные морские макрофации: 1) прибрежные песчаники, 2) отчетливо пластовые песчаники и алевролиты преимущественно внутренней части шельфа, 3) алевролиты неяснопятнистые преимущественно внешней части шельфа, 4) турбидиты и 5) потоки разжиженного осадочного материала (грейниты, дебриты и собственно глинистые потоки). Каждая из выделенных макрофаций по рангу обычно соответствует свите или реже подсвите.

Первые три макрофазии характеризуют мелководные, а остальные — глубоководные обстановки осадконакопления. Мелководным макрофазиям свойственны все признаки мелководных обстановок: преимущественно песчаный и более грубый состав пород, соответствующий набор текстур, углефицированные растительные остатки, прослой ракушечников, представленных преимущественно остатками двустворчатых моллюсков. Глубоководные макрофазии характеризуются обычно более тонкой гранулометрией, часто встречается градационная слоистость, остатки фауны гораздо более редки.

Макрофазия прибрежных песчаников характерна для кулинской свиты северо-восточной периферии Охотского бассейна. Типичные породы — песчаники серые и светло-серые, часто с зеленоватым оттенком, массивные и неяснопятнистые, обычно плохо сортированные, полевошпатово-лититовые. Размерность зерен колеблется от мелко-среднезернистых до крупно-грубозернистых. Характерные текстуры — обратная градационная слоистость, наблюдающаяся в пачках мощностью до 10 м за счет огрубления материала к кровле, нечеткая горизонтальная слоистость и пятнистость. Нередки углефицированные растительные остатки, обычно пиритизированные, и более мелкий детрит. Характерны известковистые стяжения шаровидной формы диаметром 10–15 см.

Для этой породной ассоциации характерны также слои и пачки гравелитов и мелкогалечных конгломератов (до 20 м). Наблюдаются прослой, пакеты и отдельные пачки (до 2–6 м) алевролитов с единичными желваками сульфидов (от 1 мм до 5 см в диаметре) и алевролитов углесто-глинистых с прослоями (от 1 мм до 1–3 см) черных аргиллитов. По всему разрезу присутствуют слои витро- и лито-кристаллокластических туфов и туффитов различного состава.

В целом макрофазия отражает следующую последовательность изменения мелководных обстановок, выявленную использованием методологических разработок Р.К. Селли (1989): 1) песчаники (барьерный остров); 2) алевролиты (нормальное море); 3) аргиллиты и песчаники (лагуны и приливно-отливная отмель).

Нередко в больших количествах встречаются окаменелости (в этом случае они обычно однообразны по систематическому составу) и образуют ракушечники (двустворчатые моллюски родов *Intomodesma* и *Maitaia*). Установлены почти все группы фауны, в том числе и характерные для открытых бассейнов с нормальной соленостью (брахиоподы, морские звезды и морские лилии). Захоронение как автохтонное, так и переотложенное, но чаще субавтохтонное.

Макрофазия отчетливо пластовых песчаников и алевролитов преимущественно внутренней части шельфа. Характерна для пластовской толщи и хурэнской свиты внутренней части северо-восточной периферии Охотского бассейна. Характерные литотипы — переслаивание темно-серых мелкозернистых песчаников и песчаных алевролитов, часто с неяснопятнистыми текстурами и обильными мелкими (1–2 мм) фукоидами. Довольно часто встречаются слои (десятки сантиметров) мелкозернистых серых известковистых песчаников. От предыдущей макрофазии отличается отсутствием обратной градационной слоистости, гравелитов и конгломератов, присутствием пачек (40–60 м) флишоидного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Остатки фауны довольно многочисленны и разнообразны, нередко встречаются в больших количествах, образуя ракушечники (двустворки рода *Kolymia*); окаменелости представлены почти всеми группами, в том числе организмами-индикаторами нормальной солености (аммоноидеи, брахиоподы, морские лилии и морские бутоны). Захоронение их обычно автохтонное или субавтохтонное, но может быть и переотложенным.

Макрофазия неяснопятнистых алевролитов преимущественно внешней части шельфа. Характеризует беглинскую свиту внутренней части северо-восточной периферии Охотского бассейна. Для макрофазии характерны углистые и алевроитовые аргиллиты и глинистые кварцево-полевошпатовые алевролиты. Слоистость, как правило, неясная. Очень характерны неяснопятнистые текстуры, образовавшиеся за счет переработки осадка илоедами. Такие текстуры, по С.В. Максимовой (1984), наиболее часто встречаются в обстановках внешней части шельфа. Остатки фауны представлены скоплениями преимущественно относительно мелководных биссусноприкрепляющихся форм (двустворки *Kolymia* и *Cyrtokolymia*).

Макрофазия турбидитов характерна для дружинской и титанской свит внешней

части северо-восточной периферии Охотского бассейна и может быть разделена на фации проксимальных (песчаниковых) и дистальных (глинистых) турбидитов. Характерно почти полное отсутствие остатков ископаемой фауны.

Проксимальные турбидиты распространены относительно ограниченно. Характерные признаки — контрастная цикличность трех порядков и градационная слоистость. Облик циклитов первого порядка (элементарных циклитов) часто соответствует классическому описанию цикла Боума. В большинстве случаев циклит отчетливо делится на три интервала. Первый интервал представлен градационным переходом от песчаника (иногда с гравием и единичными гальками) к алевролиту. Обычно его мощность не превышает 1 см, очень редко достигая 10 см. В подошве обычно наблюдаются микроразмывы, заполненные наиболее крупными зернами. Второй интервал сложен алевролитами с текстурами горизонтальной слоистости в основании, сменяющейся текстурами косой слоистости и затем вновь горизонтальной слоистостью, нарушенной ходами илоедов. Выше следует постепенный переход к третьему интервалу — тонкоотмученному аргиллиту. Мощность циклита первого порядка обычно составляет 25–30 см.

Циклит второго порядка образован слоем песчаника мощностью 10–20 см, перекрытым одним или несколькими элементарными циклитами. Его мощность, как правило, около 1 м.

Циклит третьего порядка представляет собой сочетание двух пакетов: пакета, состоящего из нескольких циклитов второго порядка (общей мощностью обычно 5–8 м) и пакета темно-серого аргиллита с алевролитистой примесью и с тонкой горизонтальной слоистостью (мощность 10–20 м).

Дистальные турбидиты распространены наиболее широко и встречаются на различных интервалах разреза указанных свит. Основное отличие от проксимальных турбидитов — существенно меньшее количество песчаного и более грубого материала, а также цикличность одного порядка. Типично присутствие лишь маломощных (1–2 см) элементарных циклитов с градационной слоистостью.

Макрофакия потоков разжиженного осадочного материала включает в себя фации дебритов, грейнитов (зерновых потоков) и собственно глинистых потоков. Породы этой макрофакии характеризуют главным образом атканскую свиту, широко распространенную на северо-восточной периферии Охотского бассейна.

Потоки с крупными частицами (дебриты) представлены двумя основными разновидностями — собственно дебритами и диамиктитами. Первые встречаются относительно редко и образуют слои (1–3 м) и пачки (до 20 м) гравийных и мелкогалечных конгломератов и конгломерато-брекчий. Вторые распространены более широко (особенно на северо-восточной периферии Охотского бассейна, где они слагают атканскую свиту мощностью около 500 м (Бяков, Ведерников, 1990). Типичные диамиктиты — породы массивной текстуры, обычно образующие мощные пачки (до 80 м) и характеризующиеся присутствием в неслоистом или неяснослоистом матриксе рассеянного материала различной размерности, от песчаной до галечной, и окатанности (от 5–10 до 30–40 %). Матрикс, как правило, сильно рассланцован и в целом представляет собой темно-серую серицитизированную алевроито-глинистую массу, участками переходящую в микрофельзитовый агрегат с реликтовой витрокластической структурой. Рассеянный материал песчаной и более крупной размерности представлен угловатыми и округлыми обломками преимущественно эффузивов среднего состава щелочного ряда. Встречаются обломки (от 0,2–0,4 до 20 мм) пемзы с «рваными» краями, нередко с флюидальной структурой, при скрещенных николях сливающиеся со стекловатой массой матрикса, часто имеющие неправильную «разлапистую» форму (Бяков и др., 2010). Иногда в породах встречаются очень редкие остатки фауны, представленной преимущественно гастроподами; реже встречаются криноидеи, брахиоподы и двустворчатые моллюски. Часть из них, вероятно, переотложена.

Зерновые потоки (грейниты) представлены слоями (от первых десятков сантиметров до первых метров) массивных и плитчатых мелко-среднезернистых песчаников. Состав обломков — преимущественно эффузивы среднего состава щелочного ряда и плагиоклаз. Иногда в песчаниках встречается примесь зерен гравийной размерности, представленная вулканическим стеклом и пемзой, довольно часто, особенно в подошве, наблюдаются интракласты черных аргиллитов, подстилающих эти песчаники.

Глинистые потоки (потоки тонкого илистого материала, по А.П. Лисицыну, 1988) также имеют достаточно широкое распространение. Как отмечает А.П. Лисицын (1988), в Атлантическом океане ныне ими покрыто около 40 % основания континентального склона. По текстурным особенностям макрофацция глинистых потоков сходна с дистальными турбидитами, отличаясь отсутствием градиционной слоистости и меньшими мощностями слоев (около 1 см). По латерали мощности слоев и их песчанность в основании циклита могут несколько увеличиваться. Поскольку движение материала в таких потоках ламинарное, его дифференциации по крупности не происходит.

По текстурным особенностям фацция глинистых потоков сходна с дистальными турбидитами, отличаясь отсутствием косой слоистости и меньшими мощностями слоев (около 1 см). По латерали мощности слоев и их песчанность в основании циклита могут несколько увеличиваться.

Исследования поддержаны РФФИ и ДВО РАН, проекты № 11-05-98569-р_восток и 12-III-A-08-029.

Литература

Бяков А.С. Некоторые вопросы структурно-фациального районирования и стратиграфии пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: в 3 т. Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика: Материалы XI сес. Сев.-Вост. отд. ВМО. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 14–18.

Бяков А.С. Биостратиграфия пермских отложений Северного Приохотья (Северо-Восток Азии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 47–71.

Бяков А.С., Ведерников И.Л. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юрхского антиклинория. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.

Бяков А.С., Ведерников И.Л. Фациально-седиментационная модель строения пермских отложений Охотского и Аян-Юрхского бассейнов (Северо-Восток Азии) // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. Мат-лы III Всероссийского совещания «Верхний палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия». СПб: ВСЕГЕИ, 2012. С. 53–55.

Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В. Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14–24.

Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 81–85.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 310 с.

Максимова С.В. Очерки по прикладной палеоэкологии. М.: Наука, 1984. 94 с.

Селли Р.К. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 294 с.

Умитбаев Р.Б. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Охотского срединного массива // Уч. зап. НИИГА, сер. палеонт. и бистр. Вып. 2. Л.: НИИГА, 1963. С. 5–15.

Япаскерт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 224 с.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

И.В. Варакина, Е.М. Хабаров

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск,
varakinaiv@ipgg.sbras.ru; khabarovem@ipgg.sbras.ru*

Непско-Ботубинская антеклиз (НБА) является основным объектом нефтепоисковых работ на юге Сибирской платформы и входит в состав одноименной нефтегазоносной области (Анциферов и др. 1986; Нефтегазоносные..., 1994). В течение длительного периода поисково-разведочные работы в этом районе были связаны преимущественно с терригенными

коллекторами венда. В последнее время особое внимание стало уделяться оценке нефтяного потенциала венд-нижнекембрийских карбонатных отложений, из которых получены многочисленные промышленные притоки нефти и газа на различных месторождениях (Дробот и др., 2004; Шемин, 2007; Мельников, 2009 и др.). Наиболее перспективным структурным элементом НБА считается Непский свод, занимающий её центральную наиболее приподнятую часть. В данной работе рассматриваются отложения ербогаченского, преображенского и усть-кутского карбонатных продуктивных горизонтов венда, вскрытые на северо-западном склоне Непского свода НБА.

Ербогаченский продуктивный горизонт, распространённый в пределах Ербогаченской фациальной зоны, выделяется в объёме тирской свиты верхнего венда (Мельников, 2009). Характеризуется неоднородным строением и изменчивой мощностью (от 18 до 36 м). Нижняя часть разреза сложена в основном нефтенасыщенными зернистыми и микритово-зернистыми пористыми доломитами с редкими глинистыми прослоями, в основании которых на аргиллитах непской свиты нижнего венда согласно залегают ангидритизированные глинисто-алевропесчаные доломиты. В средней части фиксируется биогермная постройка (7–11 м) из столбчатых строматолитов, которая перекрывается зернистыми доломитами (с комками, пизолитами и оолитами). Мощность верхней пачки варьирует от 3 до 16 м. Строматолитовые и зернистые доломиты пористые и кавернозные, в разной степени нефтенасыщенные, в кровле интенсивно закарстованные. В средней и верхней пачках горизонта наблюдается интенсивная сульфатизация и замещение доломита магнезитом.

В основании вышележащей катангской свиты залегают карбонатно-глинистая пачка, которая постепенно переходит в доломиты преображенского продуктивного горизонта (мощностью 16–18 м). В разрезе преобладают нефтенасыщенные зернистые (преимущественно оолито-пизолитовые) карбонатные породы с маломощными прослоями, обогащенными глинистым материалом. Слоистость в основном субгоризонтальная, местами волнисто-линзовидная. Отмечаются градационные циклы, около 1 м мощностью, с возрастанием размерности зерен вверх по разрезу. Доломиты ангидритистые, микропористые, с многочисленными зачаточными микростилолитами. Горизонт перекрывается мощной преимущественно глинистой толщей верхней части катангской свиты и карбонатно-глинистой собинской свитой.

Выше залегают отложения тэтэрской свиты венд-кембрийского возраста, в составе которой выделяется усть-кутский продуктивный горизонт, расчленяющийся на два нефтегазоносных подгоризонта, разделённых 4–7 метровой пачкой ангидритистых, глинистых доломитов. Нижний усть-кутский–II подгоризонт (мощностью около 20 м) сложен нефтенасыщенными, зернистыми (оолито-пизолитовыми) доломитами, за исключением основания разреза, где преобладают микритовые и глинистые разновидности с многочисленными примазками аргиллитов, подчеркивающих субгоризонтальную и крупноволнистую слоистость. Зернистые доломиты преимущественно массивные, в разной степени ангидритизированные, перекристаллизованные и пористо-кавернозные. Поры и каверны часто выполнены галитом. В кровле широко проявились карстовые процессы.

Мощность верхнего усть-кутского-I подгоризонта варьирует от 30 до 40 м. Он имеет более сложное строение и представлен переслаиванием доломитов зернистых, микритово-зернистых, микритовых, строматолитовых и глинистых. В целом преобладают зернистые разновидности (преимущественно оолито-пизолитовые), слагающие довольно мощные (от 5 до 11 м) пачки, в которых часто фиксируется тренд на увеличение зернистости вверх по разрезу. Микритово-зернистые, микритовые и глинистые доломиты встречаются часто, но в основном в тонком переслаивании (от 0,1 до 1 м), редко формируя прослои до 3 м. Строматолитовые доломиты наблюдаются редко в виде маломощных пачек (от 2 до 5 м), сложенных преимущественно столбчатыми морфотипами. Отмечается повсеместная ангидритизация, наиболее максимальная на микритово-глинистых интервалах. Зернистые и строматолитовые доломиты пористо-кавернозные и часто нефтенасыщенные. В кровле породы брекчированы за счет процессов карстования.

Исследования показали, что в составе рассматриваемых продуктивных горизонтов преобладают раннедиагенетические доломиты, среди которых выделяются следующие типы:

1) строматолитовые; 2) зернистые, подразделяющиеся на более дробные типы в зависимости от состава и размера зерен; 3) микритово-зернистые и 4) микритовые (микрит-силтитовые) и глинистые. Кроме того, достаточно часто встречаются аргиллиты в разной степени доломитистые и ангидритистые. Как отдельный тип отложений выделяется тонкое переслаивание глинистых доломитов, аргиллитов и ангидритов, субгоризонтальное и волнисто-линзовидное, часто с градиционными переходами от ангидритов к аргиллитам.

Строматолитовые карбонатные породы подразделяются на столбчатые, мелкокуполовидные и пластовые. Наиболее широко они развиты в ербогаченском горизонте, где слагают крупную постройку, в основании которой преобладают мелкостолбчатые формы строматолитов, а в верхней части доминируют крупностолбчатые и куполовидные. Строматолиты ветвящиеся, межстолбиковое пространство заполнено микритом с оолитами и строматокластами, ассоциируют с оолито-интракластическими доломитами, в которых преобладают крупные обломки строматолитовых ламин. Всё это указывает на условия накопления в пределах мелководного шельфа с активным гидродинамическим режимом и периодической деструкцией строматолитовой банки с формированием плоскогалечных конгломератов. Строматолитовые доломиты встречаются также в усть-кутском-I подгоризонте, где слагают относительно небольшие биогермы в кровле крупных баров, сложенных зернистыми породами. Преобладание крупностолбчатых и куполовидных форм, а в кровле — пластовых разновидностей свидетельствует о гидродинамически умеренном режиме во время их седиментации. Наблюдаются редкие прослои комковато-оолитовых доломитов, которые, вероятно, представляют собой заполнение межбиогермных каналов. Формирование строматолитов завершает развитие барово-отмельных систем. Все строматолитовые породы в разной степени нефтенасыщенные. По строматолитовой слоистости часто развиваются поры и каверны, которые в основном запечатаны ангидритом или галитом, а также многочисленные микростилолиты, выполненные битуминозным веществом. Наиболее интенсивная сульфатизация этих пород отмечается в ербогаченском горизонте, где ангидрит не только выполняет пустоты, но и замещает отдельные строматолитовые слойки и микритовый матрикс в межстолбиковом пространстве. На этом уровне в одной из скважин фиксируется замещение доломита магнезитом.

Зернистые доломиты слагают значительные по мощности интервалы во всех продуктивных горизонтах. Они подразделяются на типы в зависимости от состава зерен, среди которых выделяются комки, оолиты, пизолиты и интракласты, часто присутствующие в различных комбинациях. Исключение составляют интракластические породы, где до 80–90 % зерен могут составлять интракласты, но они отмечаются редко в виде маломощных прослоев. Кроме того, в зависимости от размера зерен выделяются крупнозернистые (зерна 1–5 мм и более) и мелкозернистые (зерна <1 мм) разновидности. Наиболее распространены в разрезе оолито-пизолитовые, преимущественно крупнозернистые массивные доломиты, которые слагают самостоятельные мощные (от 3 до 19 м) комплексы. Полное отсутствие микритового заполнителя (матрикса), относительно хорошая сортировка и тренд на увеличение зернистости вверх по разрезу позволяют рассматривать их как образования барово-отмельных систем. Мелкозернистые горизонтально-, волнисто- и косослоистые разновидности в основном фиксируются в виде маломощных прослоев в основании циклов метрового масштаба с возрастанием размерности зерен вверх по разрезу, а также в переслаивании с микрит-силтитовыми и глинистыми доломитами. Мелкозернистые комковато-оолитовые осадки отлагались в субобстановках фронта и гребня бара, а крупнозернистые пизолитовые образования (грейпстоуны) характерны для тыловых частей баровых систем. Формирование прослоев интракластитов происходило при активном влиянии волнений и приливно-отливных течений. Зернистые доломиты пористо-кавернозные, в разной степени перекристаллизованы и ангидритизированы, особенно интенсивно в ербогаченском горизонте, где также отмечается замещение доломита магнезитом, интервалами до образования постседиментационных доломит-магнезит-ангидритовых брекчий. Пустоты, как правило, частично или полностью заполнены галитом и ангидритом. Тем не менее, в большинстве случаев это нефтенасыщенные породы, что связано с интенсивной микростилолитизацией. В нефтенасыщенных интервалах иногда фиксируются округлые мелкие каверны (до 5 мм), выполненные битуминозным веществом.

Микритово-зернистые доломиты характеризуются меньшим количеством зерен и значительным содержанием микрита. Часть из них возникла, скорее всего, в результате микритизации зернистых пород. К этому типу можно отнести сгустково-комковатые доломиты, сложенные микритовыми неяснокомковатыми агрегатами, которые могут иметь первично водорослевый (микрофитолитовый) генезис или образоваться в результате микритизации интракласто-пизолито-оолитовых осадков. Кроме того, такая структура может возникнуть при неравномерной перекристаллизации микрита. В ербогаченском горизонте данные породы слагают довольно мощные (от 2 до 5 м) пачки и находятся в ассоциации со строматолитовыми и зернистыми разновидностями. Исходя из этого, можно предположить, что их формирование происходило в пределах барово-отмельных систем с умеренной гидродинамикой. В преображенском и усть-кутском горизонтах микритово-зернистые доломиты присутствуют в ассоциации с глинистыми и/или микритовыми породами. Фиксируются последовательности с переходом вверх по разрезу от микритовых и микритово-зернистых пород к зернистым, а в усть-кутском-I подгоризонте далее к строматолитовым доломитам, которые отражают периодическое выдвигание баровых систем в пределы изолированного шельфа. Породы этого типа преимущественно массивные, реже горизонтально слоистые, в разной степени ангидритизированные, а на интервалах с микростилолитизацией нефтенасыщенные.

Микритовые доломиты распространены незначительно, хотя и встречаются во всех вскрытых горизонтах. Долмикриты заполняют межстолбиковое пространство в строматолитах, находятся в ассоциации с микритово-зернистыми породами и реже отмечаются в составе штормовых турбидитов (преображенский горизонт), где совместно с глинистым материалом формируют верхние части градиционных слойков. Однако в основном микритовые разновидности находятся в тонком субгоризонтальном и волнисто-линзовидном переслаивании с глинистыми доломитами, аргиллитами и ангидритами. Иногда в аргиллитах фиксируются линзы доломитов, которые представляют собой реликты знаков ряби, измененных последующими процессами. Периодически отмечается седиментационное дробление слойков. Следует отметить, что в классическом виде микриты практически не встречаются и всегда содержат спаритовую и тонкоинтракластическую составляющие. Они, по существу, представляют собой микрит-силтиты и являются механически перемещенными, а не хомогенными осадками.

Суммируя данные об условиях образования различных типов карбонатных пород и учитывая закономерности их распределения, можно проследить эволюцию обстановок седиментации карбонатных продуктивных горизонтов центральной части НБА. Формирование ербогаченского горизонта связано с уменьшением поставки силикокластического материала, углублением открытого шельфа и развитием баровой системы, которая в дальнейшем подверглась кратковременному затоплению. Затем сформировалась строматолитовая банка, перекрытая «зарифовыми» фациями с последующей экспозицией карбонатных комплексов.

Во время накопления преображенского и усть-кутского горизонтов ситуация в бассейне изменилась. Относительно мощные пачки тонкослоистых карбонатно-глинисто-ангидритовых отложений, которые разделяют индивидуальные баровые системы, сформировались в основном в пределах изолированного шельфа с илистыми отмелями и повышенной соленостью. Образование баровых систем, в свою очередь, связано с восстановлением относительно нормальных морских условий в этой части бассейна. Смена режима седиментации контролировалась, скорее всего, колебаниями уровня моря. После резких падений уровня моря, приводящих к экспозиции баровых систем, седиментация тонкослоистых осадков в этой части бассейна проходила в пределах изолированного и умеренно изолированного шельфа. С последующим поднятием уровня моря происходило восстановление относительно нормального морского режима и выдвигание баров, частично переработанных приливно-отливными течениями и штормовыми волнениями.

Таким образом, в разрезе, вскрывшем рассматриваемые горизонты, четко выделяются разномасштабные циклы с резкой нижней границей, нижний элемент которых представлен глинисто-карбонатными (или карбонатно-глинисто-ангидритовыми) отложениями, а верхний сложен микритово-зернистыми, зернистыми или строматолитовыми доломитами. Фиксируются циклы метрового (до 5 м) и более крупного (до 10 и более метров) масштаба, которые отражают выдвигание барово-отмельных систем и строматолитовых банок на тонкослоистые

отложения мелководных депрессий и приливно-отливных илистых отмелей открытого или в разной степени изолированного шельфа. Формирование карбонатных отложений каждого из горизонтов завершается резким обмелением с экспозицией карбонатных комплексов, которая сопровождалась процессами карстообразования, проявленных в разной степени.

Анализ распределения пористости по разрезу показал, что её минимальные значения приурочены к глинисто-карбонатно-сульфатным отложениям нижних частей выделенных седиментационных циклов, накопление которых происходило в условиях пониженной гидродинамики мелководных внутришельфовых депрессий. Вверх по разрезу, по мере постепенного выдвигания барово-отмельных систем и появления микритово-зернистых и зернистых пород, пористость возрастает. Максимальные значения фиксируются в средних и верхних частях седиментационных циклов, накопление которых проходило в условиях активной гидродинамики в пределах оолито-пизолитовых отмелей или строматолитовых банок.

Окончательную и наиболее существенную роль в формировании коллекторов сыграли постседиментационные процессы. Положительное влияние на коллекторские свойства оказали процессы выщелачивания, расширяя первичные и создавая новые пустоты. Однако, повсеместно наблюдается выполнение вновь образованного пустотного пространства галитом и ангидритом. Причем крупные поры запечатываются, а мелкие пустоты ($\leq 0,5$ мм) часто остаются открытыми. В ербогаченском горизонте в результате интенсивной ангидритизации открытое поровое пространство было практически полностью уничтожено. В преображенском горизонте развитие ангидрита в наиболее крупных пустотах также привело к значительному сокращению открытой пористости. В усть-кутском горизонте основную отрицательную роль сыграл процесс заполнения пор галитом и в меньшей степени ангидритом. Важный вклад в пустотное пространство внесли процессы микростилолитизации. Отличительной особенностью отложений рассматриваемых продуктивных горизонтов является повышенная микротрещиноватость, связанная с многочисленными субгоризонтальными «зарождающимися» слабобугорчатыми микростилолитами. Микростилолиты (средняя раскрытость 0,05–0,08 мм) выполнены битуминозно-нефтяным веществом, которое часто растекаясь в стороны, пропитывает близлежащие участки пород. Сочетание различных видов пустот обусловило в рассматриваемых продуктивных горизонтах наличие коллекторов сложного типа.

Литература

Анциферов А.С., Бакин В.Е., Воробьев В.Н. и др. Непско-Ботуобинская антеклиза — новая перспективная область добычи нефти и газа на востоке СССР. Новосибирск: Наука, 1986. 245 с.

Дробот Д.И., Пак В.А., Деятеликов Н.М. и др. Нефтегазоносность докембрийских отложений Сибирской платформы, перспективы подготовки и освоения их углеводородного потенциала // Геология и геофизика, 2004. Т. 45. № 1. С. 110–120.

Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2009. 146 с.

Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 7. Непско-Ботуобинский регион. Новосибирск, 1994. 76 с.

Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). Новосибирск: Изд. СО РАН, 2007. 467 с.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕЮРСКО-МЕЛОВОЙ ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО БАССЕЙНА ОКРАИННОГО МОРЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА (В ПРЕДЕЛАХ ГРУЗИИ)

Э.В. Варсимашвили

Институт геологии им. А. Джанелидзе, Тбилиси, Lithology2013@gmail.com

В литологии все большее значение приобретает исследование процессов вторичного преобразования осадочных толщ, которым они подвергаются на протяжении длительного

времени своего существования, начиная с превращения осадка в породу и до перехода последней в метаморфическую, или же разрушения ее при выветривании. Выявление последовательности структурных и минеральных изменений в породах позволяет восстановить историю развития процессов, обуславливающих упомянутые преобразования.

С этой целью объектом наших исследований являлась верхнеюрско-меловая флишевая формация восточной части («Восточный флишевый бассейн») Окраинного моря Большого Кавказа (в пределах Грузии) (рисунок).

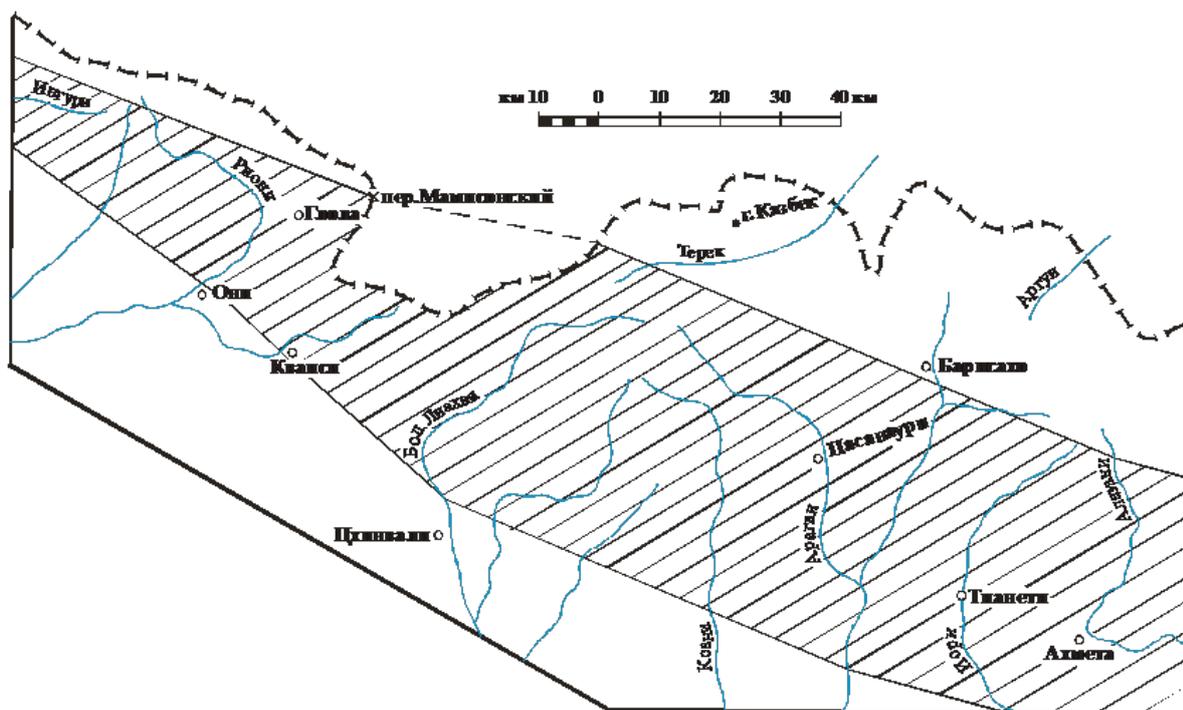
В изученном флишевом комплексе среди кластолитов наибольшим распространением пользуются полевошпатово-кварцевые, слюдисто-полевошпатовые, слюдисто-кварцевые и аркозово-кварцевые песчаники с глинистым гидрослюдистым или карбонатным цементом; среди карбонатных пород — песчаные и глинистые известняки.

При изучении их вещественного состава установлено, что породы изученного комплекса претерпели постседиментационные преобразования, связанные с неустойчивостью различных минералов в изменяющихся термодинамических условиях. Исследованы в основном постдиагенетические изменения, т.к. последние, протекая в литифицированном осадке, сравнительно лучше дифференцируются от более ранних.

Все изменения исследованных отложений по характерным признакам относятся к стадии катагенеза; протекающие при этом процессы имеют физико-химический характер. Следует заметить, что постдиагенетические процессы развиваются несколько различно в карбонатной и терригенной толщах. Причина этого усматривается в различном характере исходного материала. Хотя ассоциация вторичных аутигенных минералов в характерных породах указанных толщ одна и та же, однако в известняках эта ассоциация несколько однообразнее и беднее, чем в песчаниках. При этом в песчаных и глинистых известняках процессы вторичного изменения выражены интенсивнее, чем в известняках с минимальной примесью кластического материала.

В обломочных пороодообразующих компонентах изученного комплекса различаются следующие типы изменения зерен: катаклаз — механические деформации, растворение под давлением и регенерация — обрастание и разрастание с замещением цемента песчаника, пластическая деформация (Варсимашвили, 2013).

В песчаниках изменены как обломочные компоненты, так и цемент. Основные пороодообразующие минералы преобразовались в постдиагенетическом периоде следующим образом: большинство плагиоклазов в исходных породах альбитизировались



Обзорная карта исследованного района

в предшествующем диагенезе. В катагенезе альбиты, а также альбитизированные плагиоклазы, растворяются; в некоторых случаях развиваются гидрослюдитизация и мусковитизация. Кварц, растворяясь, регенерирует обломочные зерна, часто, разрастаясь, образует окварцованные участки. Слюда — преимущественно обломочный биотит — гидратизируется и переходит в чередование пакетов хлорита и мусковита, а затем в мусковит. Биотит, иногда аморфизируясь, переходит в сгусткоподобные коричневатые изотропные массы. Изменение пелит-алевролитового цемента происходит также в направлении его гидрослюдитизации и мусковитизации. Аналогично изменяются пелитолиты, преобразуясь в сложную смесь диоктаэдрической гидрослюды, триоктаэдрического хлорита и мельчайших частичек кварца, плагиоклаза и, иногда, кальцита. Все эти процессы протекают изохимически — без привноса материала; изменения происходят в основном за счет внутрислойного перераспределения материала и метасоматического замещения вещества. Интенсивность и характер преобразования толщи в значительной мере зависят от состава и разнообразия исходных пород, от термодинамических условий и их изменчивости в период бытия породы, что в большинстве случаев контролируется тектоническим режимом региона.

В изученном верхнеюрско-меловом флишевом комплексе, претерпевшем постдиагенетические изменения, пористость песчаников, по сравнению с пористостью неизмененных одноименных пород, значительно снижена. На основании анализа результатов проведенных исследований считаем, что изменение физических свойств (удельный и объемный веса и пористость) связано с особенностями микроструктур преобразованных пород; микроструктуры же, в свою очередь, находятся в тесной связи с интенсивностью проявления в регионе тектонических движений. Некоторым подтверждением этого служит изменение физических свойств по латерали и лишь спорадическое изменение по вертикали. Изучение пористости песчаников показало, что при исследовании нефте- и газоносных толщ необходимо учитывать степень и характер постседиментационных изменений, вызывающих изменение физических свойств пород.

В верхнеюрско-меловом флишевом комплексе изученного региона представлены как катагенетические, так и стрессово-ориентированные микроструктуры. Катагенетические микроструктуры, наблюдаемые почти во всей толще, образовались вследствие изменения термодинамических условий, вызванных возрастанием литостатической нагрузки и погружением дна бассейна флишенакпления, что, в свою очередь, обусловило увеличение давления и температуры. Стрессово-ориентированные микроструктуры развиты локально и представлены в западной части исследованного региона — в наиболее интенсивно дислоцированной области они образовались в результате воздействия одностороннего давления (стресса) на катагенетически измененные породы. В изученных отложениях сложный процесс возникновения эпигенетических микроструктур (проявление только внутрислойных напряжений в породах) является также своеобразным отображением истории геологического развития региона. Поэтому детальное изучение микроструктур измененных пород может оказать существенную помощь при палеогеографических реконструкциях и восстановлении эволюции седиментационного бассейна.

Таким образом, исследованный верхнеюрско-меловой флишевый комплекс по степени изменения пород относится в основном к зоне катагенеза (глубинного эпигенеза) и в то же время содержит в значительном количестве характерные элементы зоны метагенеза (зачатки бластовых структур, мраморовидные структуры и структуры дифференциального скольжения). Отчетливая эпигенетическая зональность в исследованном комплексе не прослеживается. Причиной этого можно считать сравнительно малую мощность и небольшой стратиграфический диапазон изученных флишевых образований; некоторую роль, вероятно, играла также тектоническая активность региона.

Литература

Варсимашвили Э.В. Литология и постседиментационные преобразования верхнеюрско-меловой флишевой формации Восточного бассейна Окраинного моря Большого Кавказа (в пределах Грузии) // Труды Института геологии им. А. Джанелидзе. Нов. сер. Вып. 126. Тбилиси, 2013. 167 с.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НАКОПЛЕНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Н.В. Вергельская

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, vnata09@meta.ua

Болотный седиментогенез является важной составляющей современного континентального осадконакопления и одним из проявлений периодически активизирующегося углегенерирующего тектонического режима на протяжении фанерозоя.

Торфообразование и торфонакопление — составляющие современного планетарного процесса органогенного седименто- и литогенеза, приводящие к образованию современных углеродных формаций с их разнообразным исходным материалом.

Преобразование и накопление органического вещества (ОВ) является неотъемлемой частью формирования осадочного покрова планеты. Не все ОВ, преобразовываясь, захороняется и образует залежи горючих ископаемых. В современных условиях преобразование и накопление ОВ происходит в болотно-торфяных комплексах.

Процессы, приводящие к развитию болотных комплексов, болотные биоценозы и их изменения при накоплении органического вещества изучаются географами, биологами, геологами более ста лет. Сравнительную характеристику типов торфов и бурых углей провела И.Э. Вальц (Вальц, 1968, 1975). Большинство работ по изучению торфов были направлены на определение растительных биоценозов, стадий их разложения, с целью использования данных в народном хозяйстве. В наших исследованиях торфяники рассматриваются как места современного литогенеза ОВ.

Торф — современное геологическое образование, которое прошло начальную стадию преобразования торфообразователей в условиях чрезмерного увлажнения и ограниченного доступа воздуха. Основа биохимических преобразований — разрушение растительных фрагментов и образование более стойких в данной среде компонентов (Раковский, Пигулееская, 1978).

Нашими исследованиями установлено, что большинство растений-торфообразователей превращаются в мелкую комковатую структуру буро-коричнево-черного цвета. Только незначительные фрагменты растений, древесины и их покровных тканей сохраняют клеточное строение. Оконтуренные оболочкой растительные фрагменты в виде очень тонкой коричневой преграды на данном этапе преобразования не дают возможности превратиться в атритовую массу. В некоторых шлифах просматриваются фрагменты корневой системы последующих поколений растений (которые частично окислены), что можно встретить в бурых углях на стадии диагенеза. Но уже на первичной стадии преобразования ОВ закладываются основные петрографические признаки будущих углей: телинит (структурные компоненты) и колинит (бесструктурные, значительно измельченные компоненты), проходят процессы гумификации, а изредка и мумификации, начинается гелификация отдельных незначительных фрагментов ОВ.

Невзирая на расположение исследуемых болотных массивов в структурах Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины и внешние различия образцов торфов (цвет, разнообразные включения, в том числе и минеральные), в шлифах они максимально сглаживаются, и на начальной стадии преобразования различия практически отсутствуют. Возможно, на указанной стадии окислительные процессы превышают влияние процессов гумификации и гелификации, чем и объясняется сильное сходство образцов в шлифах.

Этот процесс подтверждается значительным наличием CO_2 в газовых пробах (на основании остаточных газов) из торфяника. Присутствие кислорода в торфянике предполагает дальнейшее протекание процессов окисления ОВ. Количество азота в торфах такое же, как в каменных углях. Гомологи метана достигают пентанов (C_5H_{12}) и секстанов (C_6H_{14}). В незначительных количествах присутствуют непредельные углеводороды (C_2H_4), генезис которых до конца не выяснен. Значительно меньшее количество других гомологов метана, в сравнении с каменными углями, можно объяснить только течением процесса преобразования ОВ, неполной возможностью торфяника сорбировать газы, а также отсутствием покрывки.

В геологической среде химические процессы протекают при значительных механических взаимодействиях разнопорядковых природных образований (влияние сейсмоструктоники, инъективных дислокаций, в том числе магматических внедрений и т.п.). Осадочная толща как открытая термодинамическая система, в которой сконцентрированы значительные массы биогенного ОВ в процессе его преобразования в диа- и катагенезе, непрерывно-прерывисто продуцирует выделяющиеся из нее газы. Есть основание предполагать, что залежи углеводородов сохраняются только в зонах глубинного углеводородно-водородного газового потока, способного компенсировать рассеивание флюидов из залежей (Бондарь и др., 1999).

Нельзя сказать однозначно о происхождении газов C_2H_4 , C_5H_{12} и C_6H_{14} , которые могут иметь как биогенное, так и глубинное (абиогенное или термическое) происхождение.

Таким образом, можно предположить, что современные процессы преобразования и накопления ОВ проходят при наличии подтока глубинных флюидов, которые принимают участие в преобразовании ОВ, обогащают его углеродом и сорбируются торфом, сохраняясь затем в углях.

Последующие исследования расширят возможности корреляции петрографических изменений на разных стадиях углефикации и выяснения взаимосвязи газ-органическое вещество в целостном процессе формирования литологической оболочки планеты.

Литература

Бондарь А.Д., Зарецкий П.В., Радзивилл А.Я. О влиянии углеводородно-водородного глубинного газового потока на преобразование биогенного органического вещества и формирование залежей горючих ископаемых // Геол. журн. 1999. № 1. С. 15–22.

Вальц И.Э. Первичные диагенетические изменения микроструктуры растительного материала на торфяной и бурогольной стадиях // Вопросы метаморфизма углей и эпигенез вмещающих пород. Ленинград: Наука, 1968. С. 15–25.

Вальц И.Э. Петрографические признаки торфов и бурых углей // Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. М.: Недра, 1975. С. 17–28.

Раковский В.Е., Пигулеевская Л.В. Химия и генезис торфа. М.: Недра, 1978. 231 с.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЛОБАЛЬНОГО БИОКОСНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Н.Н. Верзилин

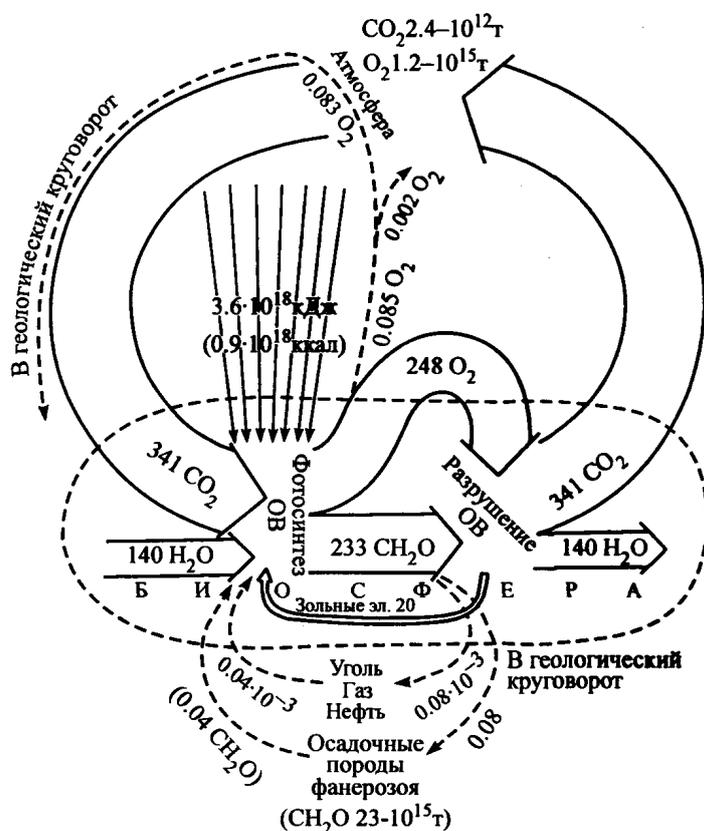
*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
geografff@gmail.com*

Биокосные системы могут быть условно подразделены на несколько уровней. К наиболее высокому из них, конечно, принадлежит биосфера. Под биосферой принято понимать сложную наружную оболочку Земли, населенную жизнью. Но жизнь не может существовать вне биохимических круговоротов. Поэтому, исходя из функциональной сущности этой оболочки, понятие биосфера может быть определено как оболочка Земли, в пределах которой происходят биокосные взаимодействия. Естественно, где нет жизни, там нет и биокосного взаимодействия, а где она есть — они неизбежны (Верзилин, 2004). Соответственно, учение о биосфере может быть определено как наука о коэволюции живого и косного миров и планетарных ее результатах. Следует указать, что, говоря о биокосном взаимодействии, имеют в виду взаимоотношения между живыми организмами и косным веществом, понимая под последним, согласно В.И. Вернадскому, материал, образуемый процессами, в которых живое вещество не участвует. При этом под косным веществом понимается не только минеральное, но любое неорганическое (абиотическое, небиологическое) вещество независимо от того, твердое ли оно, жидкое, газообразное или составное, как донные илы, в которых жидкая составляющая может быть даже резко преобладающим компонентом.

По нашему мнению, к первому, низшему, уровню иерархической лестницы устойчивых саморегулирующихся природных биокосных систем относятся разнообразные биогеоценозы. Под биогеоценозом обычно принято понимать относительно пространственно ограниченную,

внутренне однородную природную систему функционально взаимосвязанных живых организмов и окружающей их абиотической среды, характеризующуюся определенным энергетическим состоянием, типом и скоростью обмена веществом и информацией (Реймерс и др., 1982). Природный биогеоценоз представляет собой относительно автономную систему, сложившуюся в результате длительной эволюции и способную, благодаря процессам саморегуляции, противостоять как внешним, так и внутренним изменениям. Каждый биогеоценоз включает в себя все основные экологические группы организмов и необходимую для их существования среду обитания, а потому по своим потенциям аналогичен биосфере. Эта закономерность послужила основанием М.М. Камшилову (1979) сделать заключение, что биогеоценоз представляет собой как бы первичную ячейку эволюции и является своеобразной моделью биосферы в миниатюре. Вероятно, правомочно сделать и обратное — рассматривать биосферу как макромодель, причем интегральную, усредненную модель всех относительно независимых биогеоценозов Земли. Соответственно, глобальный биотический круговорот (цикл органического углерода) может рассматриваться как своеобразная обобщающая модель биотических круговоротов отдельных биогеоценозов. Поэтому именно анализ закономерностей функционирования глобального цикла органического углерода (рисунок) может позволить вскрыть основные общие причины специфики проявлений результатов суммарного взаимодействия живого и косного миров в биокосных системах разного типа.

Биокосные системы промежуточного ранга между биогеоценозами и биосферой трудно подразделить на иерархические уровни, так как они обладают очень различным составом и строением. Часто принято выделять в качестве биокосных систем высшего ранга почвы и донные осадки. Почвенный покров даже часто рассматривается как самостоятельная сфера Земли — педосфера. Иногда к этой сфере относят и донные осадки. Такое объединение вряд ли может считаться оправданным, так как эти системы характеризуются различной функциональной направленностью (Верзилин, 2002, 2006), хотя нередко и считают, что аналогом почвообразовательных процессов является диагенез (Перельман, 1987).



Принципиальная схема глобального цикла органического углерода для фанерозоя.
Потоки вещества даны в 10^9 т/год (без учета антропогенного воздействия)

В верхней части литосферы иногда выделяют зону мощностью до нескольких километров распространения двух микробных систем. Верхняя из них, называемая условно «наземной», функционирует за счет использования продуктов фотосинтеза, т. е. существует за счет преобразования в конечном счете солнечной энергии. Нижняя система, «подземная», существует за счет использования восстановленных газообразных соединений, поступающих из недр Земли с глубинными эсгалациями (Кожевина, 1999). На первый взгляд эти системы выступают как антагонистические. Но фактически разделить их между собой часто затруднительно. Ведь утверждение о существовании подземной микробной системы исключительно за счет поступающих из недр Земли химических соединений абиотического происхождения, представленных H_2 , CO , NH_3 , H_2S , CO_2 , CH_4 , не является корректным. Перечисленные соединения могли образоваться и вследствие изменений органического вещества при процессах диагенеза, катагенеза и метаморфизма. Бактериям безразлично, каков генезис таких соединений. Может быть, более определенным показателем различия этих систем следует считать существование «наземной» системы в основном за счет использования органического вещества, а «подземной» — неорганического. Но и в этом случае граница между ними представляется неопределенной, размазанной, поскольку встречные потоки питающих их органических и неорганических (газообразных) веществ являются взаимопроникающими и в масштабе геологического времени очень изменчивыми. Поэтому вряд ли сейчас целесообразно выделять в литосфере две самостоятельные микробные системы, их следует рассматривать как части единой системы — буферной зоны, трансформирующей потоки веществ, поступающих из «недр» Земли и с ее поверхности. Сообщество бактерий всеядно, а потому оно реагирует на любые внешние воздействия.

Может возникнуть вопрос, правомочно ли микробную (бактериальную) систему литосферы за пределами почвенного покрова и донных осадков водоемов относить к биокосным системам, так как распространение живых организмов в ней часто ничтожно. Конечно, правомочно, так как все участки на Земле, где есть жизнь, относятся к биосфере. Более того, биокосные взаимодействия в микробной системе литосферы нередко проявляются весьма интенсивно. Некоторые результаты такого взаимодействия были детально изучены геологами-нефтяниками, так как проявление их нередко влияло даже на особенности формирования и разрушения месторождений нефти и газа. Не подлежит сомнению, что вследствие жизнедеятельности бактерий на значительных глубинах, особенно на древних водонефтяных контактах, может происходить не только разуплотнение коллекторов в результате растворения и изменения минералов, но и интенсивное аутигенное минералообразование, в частности, пиритизация пород (Сахибгареев, 1989). На основании проведенных этим ученым исследований был сделан вывод, что нефтяные углеводороды, попадая в резервуары, в которых могли существовать бактерии, сразу вступали на путь биодеградации. Поэтому процесс формирования залежей нередко представлял собой борьбу двух процессов: поступления углеводородов в природные резервуары и разрушения или преобразования их микроорганизмами. При этом большую роль часто играли сульфатредуцирующие микроорганизмы, жизнедеятельность которых нередко приводила к интенсивной пиритизации пород (Сахибгареев, 1989).

Обычно полагают, что биокосное взаимодействие в ряду осадочного породообразования заканчивается на стадии диагенеза. При этом в связи с огромной ролью в процессах диагенеза жизнедеятельности бактерий считают, что одним из признаков завершения этой стадии служит исчезновение в осадке или породе живых организмов (Страхов, Логвиненко, 1959; Логвиненко, Грамберг, 1997; Япаскурт, 1999). Иногда утверждают, что для всех биокосных систем характерна общая геохимическая особенность, заключающаяся в разложении, по крайней мере, части органического вещества микроорганизмами. Такое заключение может считаться справедливым для зоны диагенеза, но отнюдь не для всех биокосных взаимодействий. Примером исключений из этого правила являются биогеоценозы, существующие за счет гидротермальных эсгалаций на дне океанов в районах существования так называемых черных и белых курильщиков (Любе, 1990). Биокосные взаимодействия в таких обстановках осуществляются на основе жизнедеятельности автотрофных хемосинтезирующих бактерий. Возможно, бурное развитие жизни и связанного с ним минералообразования в глубоководных обстановках обусловлено

нахождением мест их проявления в зоне интенсивного взаимодействия поступающих из недр гидротерм и восстановленных газов с аэробными обстановками холодных придонных океанских вод. Здесь анаэробная микробная автотрофная система литосферы как бы вскрыта поверхностью дна и непосредственно взаимодействует не с «наземной» микробной системой, а с сообществами аэробных гетеротрофных организмов и средой их обитания — наземной гидросферой. Вследствие такого взаимодействия возникла специфическая биокосная система, по способу функционирования являющаяся значительно более древней, чем почвенная система.

Для биокосных взаимодействий типичны чрезвычайно разнообразные проявления, которые нередко имеют даже антагонистическую направленность. Это очень ярко проявляется в «борьбе» наземной растительности и сыпучих песков, длящейся уже сотни миллионов лет, или мангровых зарослей и песчаных наносов; в многократно повторявшейся массовой гибели от стихийных событий даже не имевших достойных соперников организмов. Если же принять гипотезу С. Г. Неручева о функциональной связи в истории Земли изменений содержания урана в среде обитания и многих кардинальных событий в биосфере (Неручев, 1999, 1982), то грандиозность проявлений биокосных взаимодействий будет вырисовываться еще более ярко и определено.

Согласно этой гипотезе, существовавшие в геологической истории Земли эпохи повышенного захоронения урана возникали в этапы активизации рифтовых зон, во время которых периодически возрастала радиоактивность. Повышение радиоактивности среды обитания вызывало усиление мутационных процессов, что, в свою очередь, приводило к интенсивному вымиранию одних форм организмов и возникновению других. Подавление конкурентов приводило к глобальному «цветению» фитопланктона, в основном цианобактерий, которые интенсивно накапливали уран и при отмирании выводили его избыток в воде в донные осадки. Из этих осадков в дальнейшем образовывались обогащенные ураном отложения, называемые часто «черные сланцы». Одновременно формировались месторождения урана и на суше. Существуют представления, что в настоящее время месторождения урана, возникшие таким образом, залегающие на значительной глубине и имеющие даже докембрийский возраст, могут оказывать негативное воздействие на человека (Рудник и др., 1998, 2002). Стало быть, результаты биокосного взаимодействия, имевшего место сотни миллионов лет назад, сейчас могут негативным образом воздействовать на живые организмы, включая человека.

Хорошо известно, что существенные разливы нефти часто приводят к возникновению критических экологических ситуаций, так как нефть ведет себя как вещество косное, агрессивное по отношению к живым организмам. И это несмотря на то, что она возникла из органического вещества, измененного в значительной степени благодаря жизнедеятельности микроорганизмов. Возможно, это микробиологическое разложение органического вещества в рассматриваемом случае достигло такой степени, что оно уже не может эффективно использоваться природными сообществами микроорганизмов обычным способом. Ряд геологов-нефтяников считает, что основной этап преобразования органического вещества отвечает нахождению его в зоне диагенеза, характеризующейся протеканием биохимических реакций, в результате которых образуются не только углеводородные газы, но и исходные продукты для нефти. При этом органическое вещество, оставшееся после такой биохимической переработки, крайне инертно и способно к дальнейшей переработке только в глубинных зонах (зонах пиролиза), для которых характерны температуры в сотни градусов Цельсия (Жижченко, 1974).

Как утверждал В.Ф. Барабанов (1994), один из основных «законов» экологии гласит: «Организм не может жить в среде своих отходов». Возможно, этот закон определяет то, что возникает ситуация, когда автотрофные организмы не могут использовать нефть, так как это органическое вещество, а гетеротрофные — из-за того, что она является конечным продуктом их метаболизма, то есть отходами их жизнедеятельности. Может быть, здесь проявляется общая закономерность — использование микроорганизмами для питания мертвого органического вещества не может идти беспредельно, так как организмы не могут существовать в среде своих отходов. Важно, чтобы такие отходы удалялись, а это осуществляется в нефтяных месторождениях отнюдь не часто.

Литература

- Барabanов В.Ф.* Введение в экологическую геохимию: учебное пособие. СПб.: СПбГУ, 1994. 144 с.
- Верзилин Н.Н.* Глобальные закономерности биогенного разрушения и образования минералов и горных пород // Биокосные взаимодействия: жизнь и камень. Материалы I Международного симпозиума. СПб., 2002. С. 8–11.
- Верзилин Н.Н.* Учение о биосфере (эволюция биосферы). СПб., 2004. 212 с.
- Верзилин Н.Н.* Основные закономерности биогенного разрушения и образования горных пород и минералов // Известия РГО. 2006. Т. 138. Вып. 4. С. 14–29.
- Жижченко Б.П.* Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях. М.: Недра, 1974. 376 с.
- Камишилов М.М.* Эволюция биосферы. М., 1979. 256 с.
- Кожевина Л.С.* Микробные системы литосферы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1999. № 4. С. 304–309.
- Логвиненко Н.В., Грамберг И.С.* Введение в геохимию экзогенных процессов. СПб.: СПбГУ, 1997. 132 с.
- Лобье Л.* Оазисы на дне океана. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 156 с.
- Неручев С.Г.* Периодичность крупных геологических и биологических событий в фанерозое // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 4. С. 493–511.
- Неручев С.Г.* Уран и жизнь в истории Земли. СПб.: ВНИГРИ, 2007. 328 с.
- Перельман А.И.* Геохимия. М., 1979. 423 с.
- Перельман А.И.* Изучая геохимию... (О методологии науки). М.: Наука, 1987. 152 с.
- Реймерс Н.Ф., Яблоков А.В.* Словарь терминов и понятий, связанных с охраной живой природы. М.: Наука, 1982. 144 с.
- Рудник В.А., Мельников Е.К., Белишева Н.К. и др.* Минеральное вещество как главнейший фактор геологического воздействия на биогенные системы // Биокосные взаимодействия: жизнь и камень. Материалы I Международного симпозиума. СПб., 2002. С. 27–34.
- Рудник В.А., Мельников Е.К., Мусийчук Ю.И.* Геологический фактор: состояние и здоровье человека // Минерал. 1998. № 1. С. 41–55.
- Сахибгареев Р.С.* Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989. 260 с.
- Страхов Н.М., Логвиненко Н.В.* О стадиях осадочного породообразования и их наименовании // Доклады АН СССР. 1959. Т. 125, № 2. С. 389–392.
- Янаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

СЛЕДЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩАХ РОССИЙСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Н.Н. Верзилин¹, А.А. Бобков¹, Н.С. Окнова²

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
geografff@gmail.com*

²*Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт,
Санкт-Петербург, ins@vnigri.ru*

Авторы писали об изученных ими следах поздне-, послеледниковых землетрясений, распространенных на территории Российского обрамления Балтийского щита: в Ленинградской области, включая остров Гогланд, Республике Карелия в губе Чула и на севере Кольского полуострова в районе Териберской губы (Верзилин и др., 1998; Верзилин, Севастьянов, 2001; Верзилин, Окнова, 2006, 2008; Верзилин, Бобков, 2009; Верзилин и др., 2010).

Сразу после проведенного изучения следов поздне-, послеледниковых землетрясений на о. Гогланд сложилось убеждение, что они чрезвычайно разнообразны и могут быть подразделены на два основных типа, существенно различающихся между собой (Верзилин, Окнова, 2006). Последующее изучение палеосейсмодислокаций показало, что характер проявления их, типичный для о. Гогланд, достаточно хорошо представлен по периферии Балтийского щита в районе Териберской губы на севере Кольского полуострова. Следует подчеркнуть, что еще

раннее сходные проявления сейсмодислокаций, в частности, в виде протяженных тектонических уступов высотой до 20 м, отмечались в котловине Онежского озера (Журавлев, Экманом, 1989), в северо-восточной части Балтийского щита (Николаева, 2001) и для Мурманской области (Николаева и др., 2007).

Можно полагать, что проявление одного из двух типов изученных следов древних землетрясений в основном определяется тем, происходили ли землетрясения, вызывавшие их образования, на территории достаточно устойчивого водного осадконакопления (первый тип), или в пределах обширной области сноса (второй тип). В первом случае на территории северо-западной части Ленинградской области между Ладожским озером и Финским заливом характерно распространение следов землетрясений, проявившихся непосредственно в голоценовых или в плейстоцен-голоценовых отложениях, без какой-либо заметной связи с подстилающими их более древними отложениями. При толчках землетрясений рыхлые, пластичные, насыщенные водой поверхностные донные осадки в водоемах могли испытывать разнообразные подводнооползневые деформации. Они фиксировались в геологических разрезах в виде пачек разнообразно деформированных осадков мощностью обычно от первых десятков сантиметров и редко до двух метров среди пород с ненарушенным залеганием (Верзилин, Севастьянов, 2001). В рассматриваемом регионе описанные следы землетрясений обычно сочетаются с находящимися вблизи от них по разрезу прослоями, линзочками и иногда даже пластами торфа или гиттии, позволяющими судить о радиоуглеродном возрасте осадков.

Следы землетрясений упомянутого типа были обнаружены в относительно немногочисленных местах Ленинградской области в основном по берегам рек, вскрытых или возникших на месте оз. Суходольского или вблизи от него в результате сброса его вод напрямую в Ладогу человеком. Встречены они были и по р. Неве в ее береговых уступах благодаря некоторому увеличению на протяжении голоцена ее среднего вреза. Можно полагать, что пока в рассматриваемом регионе следы послеледниковых землетрясений обнаружены в основном в местах антропогенного или естественного вскрытия содержащих их отложений на глубину. При этом упомянутый тип следов землетрясений является характерным для областей устойчивого осадконакопления в водоемах. Типично, что деформации имеют главным образом горизонтальное залегание, как и сама осадочная толща, если она не была вторично деформирована. Характерная черта следов рассматриваемых землетрясений — перемятость, деформированность прослоев, проявляющаяся на фоне недеформированности вмещающей осадочной толщи. Для рассматриваемого типа деформаций характерно горизонтальное или близкое к нему первичное залегание и возраст, относительно близкий (несколько моложе) к возрасту осадков, запечатлевших сейсмогенное текстурообразование.

Остановимся на втором из основных типов следов древних землетрясений, для которого характерно присутствие в докембрийских отложениях. Формы проявления их существенно иные, поскольку они образовались в сформировавшихся литифицированных крепких осадочных, метаморфических и магматических породах. Обычно во время палеоземлетрясений они располагались на территории областей сноса, а не осадконакопления, поэтому их возраст обычно не может быть точно выявлен. Ясно лишь, что он несравненно моложе, чем возраст коренных пород, в которых они проявляются. Так, возраст следов землетрясений этого типа на территории Балтийского щита и сочленения его с Русской плитой, как правило, может быть оценен либо как послеледниковый, либо как древнее последней стадии оледенения. Можно полагать, что для следов палеоземлетрясений этого типа, в отличие от первого, характерно наличие вертикальных и субвертикальных разломов, иногда образующих в рельефе уступы в несколько метров (а изредка в первые десятки метров) высотой, ущелья, рвы, грабенообразные провалы (Журавлев, Экман, 1989; Ассиновская, Никонов, 1998; Николаева, 2001; Верзилин, Окнова, 2006; Николаева и др., 2007; Верзилин, Бобков, 2009; Верзилин и др., 2013).

Следует подчеркнуть, что следы землетрясений второго типа, как правило, несут в себе признаки вертикальных подвижек. В одних случаях они приводили к возникновению зияющих разломов со стенками, располагающимися примерно на одинаковой высоте, в других происходило смещение крыльев разломов, имеющее рельефообразующее значение. Иногда соотношение высоты стенок разломов изменялось по их простиранию, имея соответственно

геоморфологическое значение. Следы землетрясений упомянутых типов изредка сочетаются друг с другом, в частности, благодаря сохранению в зоне развития докембрийских пород молодых голоценовых следов землетрясений в озерных и речных отложениях (Журавлев, Экман, 1989; Верзилин, Окнова, 2006; Николаева и др., 2007).

Своеобразным заповедником следов древних землетрясений может считаться о. Гогланд, расположенный в центральной части Финского залива. Протяженность его всего 11 км, а ширина до 3 км. Остров значительно возвышается над дном залива, наземная высота его достигает 175 м. Данные особенности позволяют предполагать, что в таком виде остров не мог возникнуть до или во время оледенения — ледник снес бы его или в значительной мере деформировал. Для острова характерно широкое распространение следов вертикальных и субвертикальных разломов. Нередко они образуют почти вертикальные стенки, достигающие иногда высоты по крайней мере около 50 м (Верзилин, Окнова, 2006; Верзилин и др., 2010). Высота и отвесность таких обрывов часто поражает. На их склонах отмечаются ниши обрушения, нависающие уступы, столбы оседания. У подножия склонов нередко отмечаются скопления остроугольных обломков и глыб размером иногда до 5–8 м. Обрывы нередко выглядят совсем свежими, недавно образовавшимися. Неслучайно в (Богданов и др., 2011) представлен фрагмент тектонического сброса, совпадающего по простиранию с длинной осью острова. Указывается, что амплитуда тектонического нарушения составляет десятки, возможно, сотню метров. При этом авторы полагают, что, судя по толщине деревьев на склонах нарушения, возраст последнего не старше 100 лет. Отмечается, что образование такого смещения породило бы разрушительное землетрясение, которое не могло бы остаться незамеченным. По нашему мнению, это смещение, по крайней мере, в основном имело место в начале голоцена. Поэтому оно и не было зафиксировано человеком. Конечно, подобные нарушения являются послеледниковыми образованиями, поскольку возникшие за счет обрушения материала склонов осыпи нередко залегают на моренных или флювиогляциальных отложениях.

Современный рельеф о. Гогланд не мог образоваться до оледенения. Следы интенсивной деятельности ледника широко распространены на нем на самых различных высотах, вплоть до максимальных. Они проявляются в виде сглаженных, отполированных и исстрихованных поверхностей, бараньих лбов, курчавых скал и разнообразных округленных глыб экзотических пород, в частности, гранитов рапакиви. Вполне естественно, что если бы амплитуда высот острова во время деятельности ледника была близка к современной и существовали как в настоящее время в десятки метров высотой обрывы, ущелья, то ледник должен был в значительной мере их преобразить или уничтожить. Представляется поэтому несомненным, что современный расчлененный рельеф о. Гогланд является тектонически обусловленным и возник в основном в голоценовое время вследствие землетрясений значительной мощности. На их существование указывают и характерные для прибрежной части острова «зияющие» трещины в скальных докембрийских породах, которые иногда образуют даже серии (Верзилин, Окнова, 2006; Верзилин и др., 2010).

Следы землетрясений, сходные с отмеченными для о. Гогланд, были обнаружены на севере Кольского полуострова в районе губы Териберской. В этом районе они также обуславливают современный расчлененный рельеф. При рассмотрении топографической карты района поражает отчетливо выраженный мелкий расчлененный рельеф территории. По характеру своей расчлененности, скорости смены возвышенных и пониженных участков он выглядит как горный, причем весьма расчлененный, несмотря на то что абсолютные высоты его достигают величины всего лишь около 200 м. Формально этот рельеф относится к периферийной зоне горной системы Феноскандии, которая во время оледенения проявляла себя как транзитная, то есть была связана с возвышенными участками ледниковой системы (Лисицин, 1994). Однако современные водосборы на Кольском полуострове являются местными, поскольку реки не текут на него из Феноскандии. По нашему мнению, это вызвано, как и в изученном нами районе, значительным омоложением и возрастанием расчлененности рельефа на Кольском полуострове в голоценовое время.

Относительно мелкий сильно расчлененный рельеф в районе губы Териберской проявляется весьма определенно. Четко выражен, соответственно, и изменчивый, часто

причудливый рисунок границы суши и моря. Типична резкая изрезанность береговой линии. Очень характерно обилие озерных водоемов разной величины, имеющих причудливые очертания и располагающихся на различной высоте. Они часто сочетаются с крутыми склонами прилежащих возвышенностей. Характерен интенсивно дифференцированный рельеф с обилием обрывистых и крутых склонов возвышенностей, резкими понижениями и располагающимися часто на незначительном расстоянии друг от друга, но на разной высоте озерными водоемами.

По нашему мнению, указанные особенности интенсивно дифференцированного рельефа не могли существовать в ледниковое время. Естественно, что изменчивые по высоте западинки рельефа с резкими разновысотными понижениями, крутыми склонами возвышенностей должны были быть заполнены ледниковыми отложениями, причем нередко обладающими громадными мощностями. Однако ничего подобного нет. Следовательно, вывод может быть один — современный расчлененный рельеф возник в послеледниковый этап.

Заключение подтверждается тем, что нередко отчетливо видно, что современный рельеф состоит в значительной мере из ледниковых поверхностей выравнивания архейских толщ, поднятых на разную высоту и под разным уклоном по отчетливым субвертикальным разломам. При этом в соответствующих разломах не были встречены ледниковые отложения, то есть рассматриваемые рельефообразующие разломы были послеледниковые. Поскольку приводилось описание этих разломов и оценки их возраста на основании отсутствия в них ледниковых отложений и наличия нередко торфяников возрастом от $6300 \pm 80 \text{BP}$ до $1497 \pm 50 \text{BP}$ (Верзилин, Бобков, 2009; Верзилин и др., 2010; Верзилин и др., 2013), мы не будем снова останавливаться на этом вопросе.

Нужно подчеркнуть, что полевые исследования 2009 года были дополнены в 2013 г. Последние подтвердили ранее сделанное утверждение, что в голоценовых «зияющих» (с поперечником в первые метры) разломах часто присутствует среди глыб архейских пород, слагающих стенки разломов, торфяной материал. Кроме того, новые наблюдения позволили предположить на основании замеров мощностей конусов выноса прибрежных часто глыбовых валунников западнее мыса Долгий, что трансгрессия Баренцева моря во время их образования была, по крайней мере, заметно больше 56 м — мощности валунников. Если учесть, что рядом на прилежащих возвышенностях на высотах порядка до сотни метров развиты глыбовые валуны (то есть крупнее 1 м), изредка лежащие на небольших валунах, иногда на трех, а более мелкий материал обычно отсутствует, можно предполагать, что постледниковые трансгрессии моря достигали и этих высот. Правда, нельзя исключать, что соответствующие территории могли испытать и относительно молодое посттрансгрессионное поднятие. В этом случае относительно мелкий ледниковый материал мог быть вымыт при морских трансгрессиях и с меньшей высоты.

Отсутствие на рассматриваемой территории лесного покрова и вообще древесной растительности способствует отчетливому проявлению на ней следов тектонических нарушений. Это сказывается как в четкости субвертикальных значительных смещений, так и в наблюдаемой большой протяженности нарушений. Протяженность иногда фиксируется в виде зияющих рвов без существенных вертикальных смещений стенок. В других случаях — в виде даже многометровых вертикальных стенок, обуславливающих современное существование возвышенностей с контактирующими с ними относительными понижениями.

Таким образом, в районе Териберки на севере Кольского полуострова выявлены следы древних землетрясений, сходные с отмеченными для о. Гогланд. Более того, даже на уровне воды на берегу Баренцева моря на западном окончании бухты Териберки, как и на берегу о. Гогланд, встречены зияющие разломы в архейских гранитоидных породах. Один из разломов близ окончания мыса из архейских пород имеет ширину обычно около 3 м. Будучи в основном зияющим высотой до 7 м, он частично заполнен разнородными валунами размером часто более 1 м, снесенными с прилежащих поверхностей. Время образования таких разломов может оцениваться как средняя часть голоцена.

Сходные описанным в настоящей статье смещения архейских пород по относительно молодым разломам, отмеченные для о. Гогланд и севера Кольского полуострова, не являются большой редкостью и для промежуточной между ними территории, сложенной докембрийскими породами. На севере Кольского полуострова, возможно, они просто лучше заметны из-за

отсутствия лесной растительности. Однако, на о. Гогланд, вероятно, интенсивность сейсмогенных нарушений была значительно более высокой, чем во всех других изученных районах, включая Териберский.

Работа частично выполнялась по гранту НИР 18.37.69.2011.

Литература

Ассиновская Б.А., Никонов А.А. Загадочные явления на Ладожском озере // *Природа*. 1998. № 5. С. 49–53.

Богданов В.И., Кременецкая Е.О., Певнев А.К. Сеймотектонические условия вдоль трассы северо-европейского газопровода по дну Балтийского моря // *Изв. РГО*. 2011. Т. 143. Вып. 2. С. 14–22.

Верзилин Н.Н., Ассиновская Б.А., Бобков А.А., Окнова Н.С., Севастьянов Д.В. Свидетельства послеледниковых землетрясений в российском обрамлении Балтийского щита // XIV съезд Русского географического общества. Сборник научных работ. СПб., 2010. С. 465–469.

Верзилин Н.Н., Бобков А.А. Следы голоценовых землетрясений на севере Кольского полуострова // *Геология, геоэкология, эволюционная география*. СПб., 2009. С. 20–25.

Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Кулькова М.А., Нестеров Е.М., Нестерова Л.А., Мадянова Н.П. О возрасте и образовании современного расчлененного рельефа севера Кольского полуострова // *Вестник СПбГУ. Сер. 7*. 2013. Вып. 2. С. 78–92.

Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А., Суслов Г.А. Следы землетрясений в позднеледниковых- голоценовых отложениях Приладожья // *Всеросс. Совещание «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке»*. Тезисы докл. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 312–313.

Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. Палеосейсмичность о-ва Гогланд в поздне-, послеледниковье // *Известия РГО*, 2006. Т. 138. Вып. 5. С. 57–69.

Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. Следы голоценовых землетрясений в бассейне р. Вьюн (западная окраина Ладожского озера) и гранулометрический состав отложений // *Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания. Том 1*. 2008. С. 134–137.

Верзилин Н.Н., Севастьянов Д.В. Следы голоценовых землетрясений в Приладожье // *Доклады АН*, 2001. Том 381, № 2. С. 255–258.

Журавлев А.П., Экман И.М. По следам землетрясения в Пегреме // *Природа*. 1989. № 6. С. 27–30.

Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.

Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // *Геоморфология*. 2001. № 4. С. 66–74.

Николаева С.Б., Евзеров В.Я., Петров С.И. Сейсмические проявления в рельефе северо-запада Мурманской области // *Кольский научный центр. «Север 2007»* (http://www.kolasc.net.ru/russian/sever07_5.pdf). 14 с.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ МЕЖДУ ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ПОРОД ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ И ИХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ НА ПРИМЕРЕ КЕЧИМОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С.В. Видик, С.А. Михайлов

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Svetlana_Vidik@vsgei.ru*

Кечимовское нефтяное месторождение расположено на границе Сургутского и Нижневартовского районов Ханты-Мансийского автономного округа — Югры Тюменской области, в пределах земель с весьма высокой плотностью запасов углеводородов. По начальным извлекаемым запасам Кечимовское месторождение относится к категории крупных, по геолого-технологическим характеристикам — к сложным. Залежи различаются по размеру и внутреннему строению. Значительно варьируют мощности и коллекторские свойства продуктивных пластов, притоки нефти и приемистость скважин. Промышленная нефтеносность установлена в юрских и меловых отложениях, этаж нефтеносности более 1000 метров. Продуктивный разрез средней юры представлен пластами группы ЮВ₂ тюменской свиты. В верхнеюрском нефтегазоносном

комплексе основным продуктивным пластом является пласт ЮВ₁ васюганской свиты. Залежи нефти в меловых отложениях связаны с верхнеокомской частью разреза и включают пласты БВ₆ и АВ₂ ванденской и пласт АВ₁³ алымской свит.

Фильтрационно-емкостные свойства пород определяются главным образом двумя факторами: исходным литолого-петрофизическим составом, зависящем, в свою очередь, от фациальных условий образования, и постседиментационными изменениями — диагенетическими, катагенетическими, наложенными. Изменению ФЕС пород в результате процессов наложенного эпигенеза посвящен ряд работ (Сахибгареев, 1989; Колокольцев, 2008, 2009 и др.) В случае незначительной преобразованности и слабого уплотнения основным фактором, контролирующим изменение ФЕС, будет являться литологический состав пород. При этом чем в более стабильных условиях происходило формирование пласта, тем меньше вариации как литологических параметров, так и физических свойств, а корреляция между этими параметрами выше. В результате погружения пород также происходит закономерное изменение их свойств, что было показано многими исследователями (Кондрина, 1972; Икон, 2007, 2009 и др.). Соответственно, влияние литологических параметров на ФЕС будет ослабевать, коэффициенты корреляции уменьшатся.

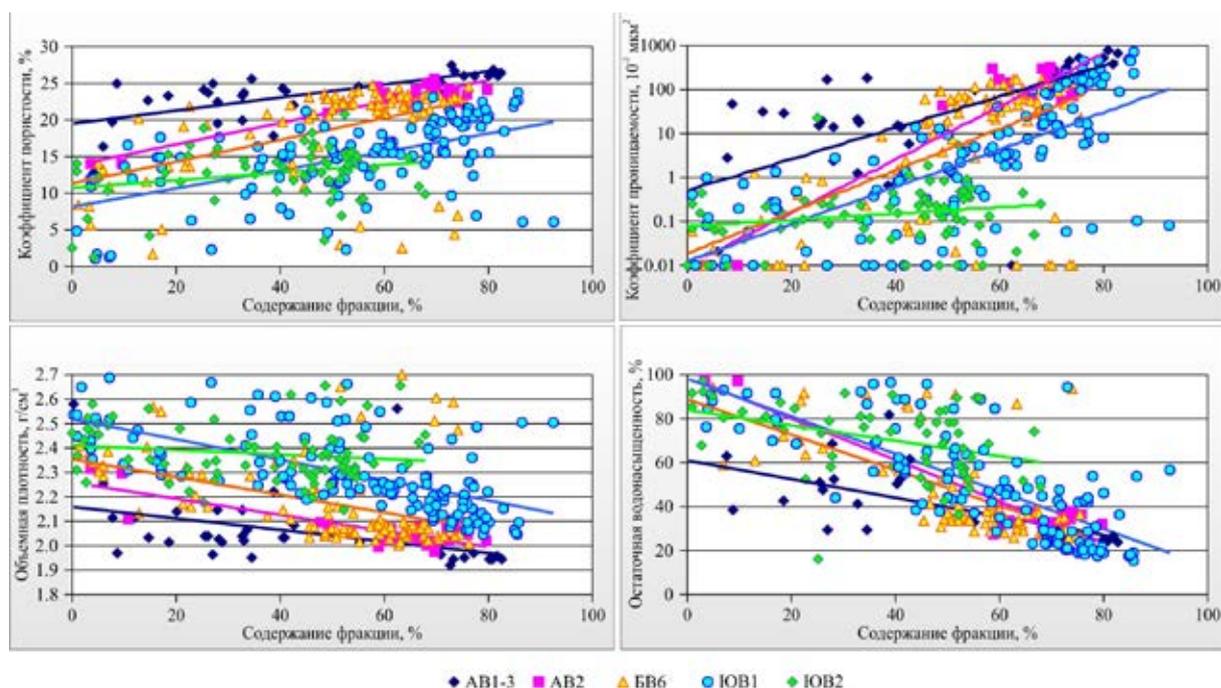
Для выявления зависимостей между литологическим составом коллекторов и фильтрационно-емкостными свойствами пород рассчитаны коэффициенты корреляции между литологическими и петрофизическими параметрами. Из литологических параметров для анализа использованы данные результатов гранулометрического анализа (содержание фракций 0,5–0,25; 0,25–0,16; 0,16–0,125; 0,125–0,1; 0,1–0,063; 0,063–0,05; 0,05–0,01, суммарное содержание песчаной, алевритовой и глинистой фракций); расчетные величины — медианный диаметр, коэффициент сортировки, коэффициент асимметрии, эксцесс, а также потери от HCl. Из петрофизических данных учитывались Кп, Кпр, объемная и минералогическая плотность, УЭС, Рп и Кво. В результате рассчитаны коэффициенты корреляции и построена корреляционная матрица для каждой пары величин по пяти продуктивным пластам (АВ₁³, АВ₂, БВ₆, ЮВ₁ и ЮВ₂) и всему разрезу в целом. Общее количество образцов, использованных для статистического анализа, — 537.

Полученные результаты однозначно свидетельствуют о существовании зависимостей между петрофизическими свойствами и литологическими особенностями пород, однако степень этой взаимосвязи и определяющие литологические параметры различны для разных пластов. Так, наибольшее влияние литологического состава на коллекторские свойства отмечается для пласта АВ₂, где по большинству параметров наблюдаются значимые коэффициенты корреляции (более 0,5), часто достигающие 0,9. Также достаточно высокие корреляционные связи характерны для пластов АВ₁³, БВ₆ и ЮВ₁. Однако для пласта ЮВ₂ по большинству параметров прямых корреляционных зависимостей между составом пород и их свойствами не наблюдается. Только по одному параметру — потери от HCl — для пласта ЮВ₂ зафиксированы устойчивые корреляционные связи с плотностью пород, УЭС и Рп (Ккорр 0,64–0,75), и незначительная корреляция (Ккорр=-0,53) выявлена для пары Кп/Касим.

Суммарное содержание песчаной фракции обнаруживает прямые корреляционные связи со следующими свойствами (рисунок):

- с пористостью — в пластах АВ₁³, АВ₂, БВ₆, ЮВ₁;
- с проницаемостью — в пластах АВ₁³, БВ₆;
- с объемной плотностью — в пластах АВ₂, ЮВ₁;
- с остаточной водонасыщенностью — в пластах АВ₁³, АВ₂, БВ₆, ЮВ₁.

Во всех случаях увеличение суммарного содержания песчаной фракции влечет повышение фильтрационно-емкостных свойств. Для пластов АВ₁³ и АВ₂ наиболее высокими емкостными свойствами (коллекторы III класса и выше) будут обладать породы с содержанием суммарной песчаной фракции 60–70 % и более. По пласту БВ₆ наблюдаются значительные вариации состава и более низкие ФЕС. Здесь следует ожидать коллекторы IV–III классов при содержании песчаной фракции от 40 %. Кроме того, в этом пласте выделяется отдельный литотип, в котором при достаточно высоком содержании песчаной фракции значения пористости и проницаемости низкие, а плотность и остаточная водонасыщенность высокие. Постепенное



Зависимости между содержанием суммарной песчаной фракции и ФЕС пород

ухудшение коллекторских свойств без явного изменения литологического состава (возможно, «запечатывание» коллектора) наблюдается и для пород пласта ЮВ₁. В целом изменение коллекторских свойств зависит от содержания песчаной фракции. При этом линии тренда, построенные по отдельным пластам, располагаются в соответствии с глубиной их залегания, что объясняется общими закономерностями потери пористости и увеличения плотности при погружении пород и увеличении литостатического давления.

Аналогичные зависимости наблюдаются для перечисленных физических свойств и медианного диаметра. Причем по некоторым параметрам коэффициенты корреляции выше, чем для суммарного содержания песчаной фракции. Например, для пласта АВ₂ для пары Мд/Кпр $K_{корр}=0,60$, а для величин $\Sigma \text{песч. фр.}/\text{Кпр}$ $K_{корр}=0,47$. Для пласта ЮВ₁ между проницаемостью и медианным диаметром также установлена прямая корреляционная связь.

Влияние содержания алевритовой фракции на фильтрационные свойства противоположно влиянию песчаной. С мелкоалевритовой фракцией (0,05–0,01) по ряду параметров отмечается более сильная корреляционная связь, чем с суммарной алевритовой. Наибольшая взаимосвязь между долей мелкоалевритовой фракции и Кп характерна для пластов АВ₁³ и АВ₂ (коэффициенты корреляции –0,81 и –0,93, соответственно). Ухудшение корреляции для пород пласта БВ₆, очевидно, обусловлено фациальной неоднородностью пласта и наличием нескольких литологических разностей пород. Практически по всем пластам, за исключением ЮВ₂, наблюдается скачок изменения свойств при увеличении мелкоалевритовой фракции от 20 до 30 процентов.

Глинистость изученных пород в целом меняется в широких пределах, причем разные пласты значительно отличаются по содержанию глинистой фракции. Наиболее низкое содержание глинистой фракции характерно для коллекторов пласта БВ₆ — преимущественно до 5–8 %. В пластах АВ₁³, АВ₂ коллекторы IV класса могут содержать до 10 % суммарной глинистой фракции. Наибольшей глинистостью в разрезе характеризуются породы пласта ЮВ₂, в которых она практически всегда выше 5 %. Значимые коэффициенты корреляции между суммарной глинистой фракцией и пористостью получены для пластов АВ₁³ (–0,75), АВ₂ (–0,88), БВ₆ (–0,50); с проницаемостью корреляции не наблюдается ни по одному пласту. Для пластов АВ₁³ и АВ₂ можно отметить небольшую положительную связь глинистости с объемной плотностью, а для пласта АВ₁³ — и с минералогической.

Параметр «потери от НСl», отражающий главным образом содержание в породе карбонатных минералов, обнаруживает наиболее сильные связи с физическими и

фильтрационными свойствами пород по всем пластам. В целом по разрезу наименьшей карбонатностью характеризуются пласты группы АВ — преимущественно до 10 %. В пластах БВ₆, ЮВ₁ и ЮВ₂ потери от HCl меняются в широком диапазоне значений, достигая 50–60 %, их увеличение всегда сопровождается ухудшением коллекторских свойств. Как правило, коллекторы III–IV класса обладают карбонатностью менее 10 %.

По параметрам глинистости и карбонатности, выраженной через потери от HCl, общая тенденция закономерного изменения свойств с глубиной несколько нарушается.

В итоге можно отметить следующие закономерности. Наиболее значительно на физические свойства пород всех пластов влияет карбонатность, выраженная через потери от HCl. Увеличение этого показателя влечет увеличение плотности, УЭС, Рп и Кво, причем в большей степени наблюдается возрастание объемной плотности, в меньшей — минералогической. Фильтрационно-емкостные свойства – пористость и проницаемость – при повышении потерь от HCl уменьшаются. Содержание песчаной фракции и медианный диаметр в породах пластов АВ₁³, АВ₂, БВ₆ и ЮВ₁ обнаруживает положительную корреляцию с ФЕС, а содержание мелкой алевритовой и глинистой — отрицательную. При этом благоприятными являются следующие значения: количество суммарной песчаной фракции более 70 %, мелкой алевритовой (0,05–0,01) менее 20 %, глинистой менее 10 %. Для пласта ЮВ₂ прямой корреляционной зависимости не наблюдается. Содержание глинистой фракции наиболее сильно влияет на ФЕС в пластах АВ₁³ и АВ₂, где наблюдаются сильные корреляционные связи с большинством параметров.

Из физических свойств, зависящих от литологии, в первую очередь необходимо выделить коэффициент остаточной водонасыщенности. Далее следуют пористость (Кп), в меньшей степени проницаемость (Кпр) и плотность. Зависимость УЭС и Рп от особенностей породного состава наблюдается только для пласта АВ₂.

Меловые пласты АВ₁³, АВ₂, БВ₆, обнаруживающие высокие коэффициенты корреляции между литологическими параметрами и ФЕС, катагенетически преобразованы слабо. Фациальные условия отложения пластов АВ₁³ и АВ₂ были достаточно стабильными, БВ₆ формировался при более разнообразных фациальных обстановках. Для пласта ЮВ₂, отлагавшегося в условиях периодически заболачиваемой и заливаемой морем низменной равнины переходного дельтового комплекса фаций, где существовала разветвленная речная сеть мелких меандрирующих рек с пониженной гидродинамикой, а также являющегося наиболее глубокопогруженным и преобразованным, корреляция между литологическими параметрами и ФЕС отсутствует.

Работа выполнена с использованием материалов отчета по договору 12С0568 от 02.02.2012 «Прогноз притоков нефти по результатам исследования вещественного состава коллекторов месторождений ТПП «Покачѐвнефтегаз» (Заказчик — ООО «ЛУКОЙЛ-Западная Сибирь», исполнитель — ФГУП «ВСЕГЕИ»).

Литература

Икон Е.В., Конюхов В.И., Терентьева А.М., Шляхов А.В. Породы-коллекторы неокома и закономерности изменения их физических свойств во Фроловской НГО // Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа. 2007. № 17.

Икон Е.В., Конюхов В.И., Мороз М.Л. Закономерности изменения коллекторских свойств пород неокома с глубиной их залегания во Фроловской мегавпадине // Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа. 2009. № 20. С. 23–32.

Колокольцев В.Г., Ларичев А.И., Скачек К.Г., С.Б. Шишлов. Природа пустотного пространства в нижнемеловых нефтяных коллекторах Южно-Ягунского месторождения (Западная Сибирь) по результатам стадийного анализа // Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания «Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли». Екатеринбург, 2008. С. 328–330.

Колокольцев В.Г., Ларичев А.И., Скачек К.Г. Метасоматическая трансформация седиментогенных текстур в нефтяных коллекторах Западной Сибири // IX Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Сб. докладов. Москва, 2009. С. 28.

Кондрина К.С. Изменение коллекторских свойств пород в зависимости от глубины их залегания // Литология и геохимия мезозойских отложений Сибири. Труды СНИИГГиМСа, вып. 149 Новосибирск, 1972. С. 79–82.

Сахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Ленинград: Изд-во «Недра», 1989. 259 с.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЛЕКТОРОВ ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА BC_{10} РАЗЛИЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СУРГУТСКОГО СВОДА

С.В. Видик, Д.А. Сергеев

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Svetlana_Vidik@vsgei.ru*

Северо-восточная часть Сургутского свода относится к Сургутскому НГР Среднеобской НГО, где валанжин-готерив-барремский нефтегазоносный комплекс, включающий продуктивный пласт BC_{10} , является одним из основных по концентрации ресурсов нефти. Разработка пластов ведется на ряде месторождений. Начальные дебиты скважин изменяются в широком диапазоне значений, достигая 100 и более т/сут. Пласт характеризуется сложным строением и значительной фациальной изменчивостью, как правило, представлен несколькими проницаемыми пропластками (BC_{10}^0 , BC_{10}^1 , BC_{10}^2 , BC_{10}^3), имеющими линзовидное строение, которые часто выступают в качестве отдельных объектов разработки (пластов). Диапазон изменения фильтрационно-емкостных свойств коллекторов достаточно широк из-за литологической неоднородности пород. Преобладают коллекторы III–IV классов, до 10 % разреза может быть представлено коллекторами с высокими (II класс) фильтрационно-емкостными свойствами. Реже встречаются коллекторы I класса (пласты BC_{10}^1 , BC_{10}^2).

Ранее нами были рассмотрены литологические особенности пород пласта BC_{10} отдельных месторождений: Дружного, Кочевского, Северо-Кочевского, Северо-Конитлорского, Северо-Когалымского (Мордвинцев, 2010, 2011; Сергеев, 2012). Попытка сравнить продуктивные пласты на разных месторождениях и выявить региональные закономерности изменения литологии и фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов предпринята в данной работе.

В целом в продуктивном разрезе выделено несколько литотипов пород, отличающихся по составу, условиям образования, структурно-текстурным особенностям и петрофизическим свойствам. К коллекторам относятся следующие разновидности:

1. Песчаники мелко-среднезернистые слабоалевритистые, коллекторы II–I классов по А.А. Ханину (Ханин, 1973), обладающие пористостью 22–24 %, проницаемостью около $1000 \cdot 10^{-3}$ мкм². Самые редкие породы установлены только в разрезе пласта BC_{10}^2 на Дружном месторождении. Суммарное содержание песчаной фракции порядка 85 %, в том числе песчаной средней и крупной (0,25–1 мм) более 50 %. Содержание алевритовой примеси 10–13 %, глинистой около 2–3 %. Медианный диаметр более 0,25 мм, максимальный около 0,6 мм. По результатам рентгеноструктурного анализа в составе глинистой фракции преобладает каолинит.

2. Песчаники средне-мелкозернистые слабоалевритистые, коллекторы I–IV классов. Характеризуются распределением гранулометрического состава, близким к нормальному (симметричный ярко выраженный максимум с содержанием модальной фракции около 50–60 %, хорошая сортировка). При этом количество среднезернистой фракции, как правило, менее 10 %.

В пределах пласта BC_{10}^2 наблюдается закономерное изменение ФЕС пород данного литотипа по площади: от Дружного к Южно-Ягунскому месторождению (с востока на запад) коллекторы I–II классов сменяются коллекторами III класса. Также ухудшение коллекторских свойств происходит в направлении с севера на юг от Северо-Кочевского (I–III классы коллекторов) до Кочевского месторождения (II–IV классы коллекторов). Снижение качества коллекторов обусловлено уменьшением содержания преобладающей фракции в составе данного литотипа. Кроме того, в тех же направлениях уменьшается доля рассматриваемых пород в разрезе. В пласте BC_{10}^1 песчаники средне-мелкозернистые слабоалевритистые выявлены только в пределах Дружного и Южно-Ягунского месторождений, где они обладают близкими емкостными свойствами (коллекторы I–III классов).

3. Песчаники средне-мелкозернистые алевритистые-алевритовые, в различной степени глинистые. Основное отличие от вышеописанного литотипа 2 в плохой сортировке обломочного материала. Гранулометрическая кривая имеет сложное асимметричное строение из-за повышенного

содержания среднезернистой песчаной фракции, либо из-за осложнения в алевритовой или глинистой области. Максимум на кривой не превышает 40 %. Как следствие более плотной упаковки зерен, фильтрационные свойства их значительно хуже, чем литотипа 2, они являются преимущественно неколлекторами или коллекторами V–VI классов. Данные породы установлены только в разрезе пласта BC_{10}^2 на Дружном, Кочевском, Северо-Конитлорском месторождениях.

4. Песчаники мелкозернистые алевритистые и алевритовые. Суммарное содержание частиц песчаной размерности 70–85 %, при этом ни одна из фракций явно не преобладает — на кривой распределения максимум менее 40 %, часто размыт, пик широкий и асимметричный. Глинистой фракции, как правило, менее 3 %. Песчаники мелкозернистые слагают значительную часть продуктивного разреза: BC_{10}^1 (Дружное, Южно-Ягунское), BC_{10}^2 (Дружное, Южно-Ягунское, Кочевское, Северо-Кочевское, Тевлинско-Русскинское). Относятся в основном к коллекторам III–IV классов, на Дружном и Южно-Ягунском месторождениях встречены коллекторы I класса.

5. Алевропесчаники (песчаники мелкозернистые алевритовые). Отличие от литотипа 4 в том, что максимум на кривой распределения расположен в алевритовой области. В целом в составе преобладают частицы песчаной размерности — 50–65 %, суммарное содержание алевритовой фракции 25–45 %, глинистость преимущественно менее 5 %. На Северо-Конитлорском месторождении в пласте BC_{10}^2 зафиксирована высокая глинистость пород — около 20 %. Встречены во всем продуктивном разрезе и на всей территории исследования. Фильтрационно-емкостные свойства алевропесчаников меняются в очень широком диапазоне. В основном это коллекторы IV класса, в меньшей степени III, иногда II. Также отмечаются неколлекторы.

6. Алевролиты мелко-крупнозернистые песчанистые-песчаные и алевролиты разнозернистые (от мелко-крупнозернистых до крупно-мелкозернистых) слабопесчанистые. Характеризуются значительными вариациями состава и постепенными переходами между разновидностями. Распространены во всем продуктивном разрезе, встречаемость высокая, не равномерная. На Дружном месторождении доля мелкозернистой алевритовой фракции не превышает 40 %, на Кочевском её количество возрастает до 60 %. Максимальное содержание песчаной примеси, наоборот, характерно для Дружного месторождения — до 49 %. Являются коллекторами IV–VI классов и неколлекторами.

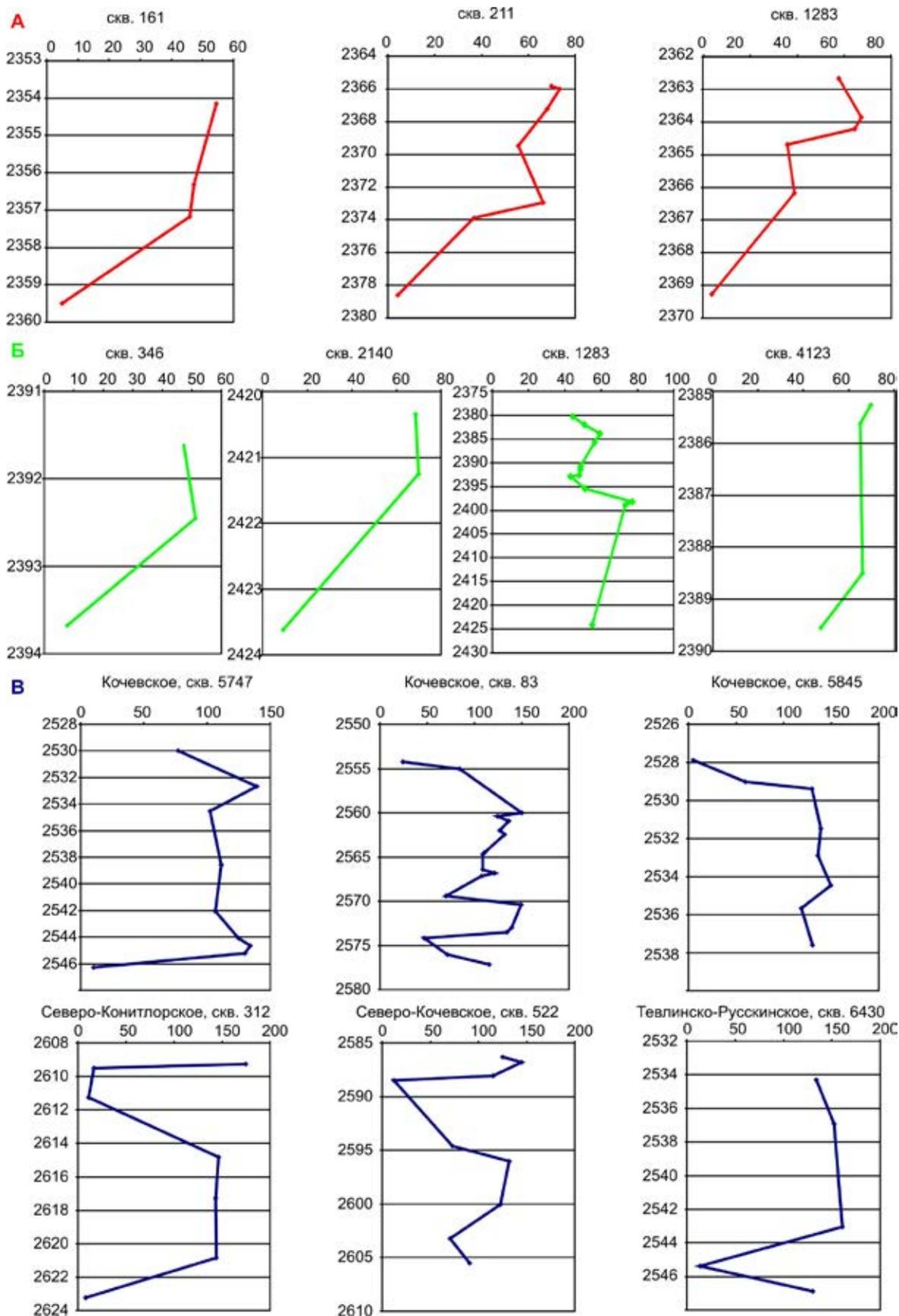
Кроме вышеописанных пород в продуктивном разрезе встречаются алевролиты глинистые и аргиллиты алевритовые, которые относятся к неколлекторам. Также неколлекторами являются все разновидности пород с повышенной карбонатностью.

По вещественному составу песчаники и алевролиты относятся к граувакковым аркозам, кварц-полевошпатовым и полевошпатокарцевым грауваккам. Последние присутствуют в незначительном количестве и только на Дружном месторождении.

На основе имеющихся данных по химическому составу пород были рассчитаны литохимические модули, химические индексы изменения состава материнских пород, фациальные индикаторы, построены генетические диаграммы.

Гидролизатный модуль (ГМ) в пластах BC_{10} на Дружном месторождении меняется в пределах 0,20–0,48, при этом вверх по разрезу наблюдается незначительное устойчивое уменьшение средних значений модуля (Мордвинцев, 2010, 2011). На Кочевском, Северо-Конитлорском и Тевлинско-Русскинском месторождениях присутствуют породы, в которых ГМ достигает 0,53–0,57, в среднем около 0,35, что может указывать на несколько более сильное выветривание исходных пород в областях сноса. Однако по алюмокремниевому (АМ) и натриевому модулям месторождения практически не отличаются (АМ: Дружное — 0,15–0,32, Кочевское и др. — 0,14–0,33, НМ: Дружное — 0,12–0,29, Кочевское и др. — 0,10–0,28). Индекс химического выветривания (СИА) для пород Дружного месторождения меняется в пределах 12,3–66,59, Кочевского и др. — 5,3–70,9, химический индекс выветривания (СІW), соответственно, 12,8–78,42 и 5,3–82,4. Таким образом, измененность материала в областях палеоводосборов была слабая (Harnois, 1988, Nesbit, 1982, Visser, 1990).

Несколько отличаются пласты BC_{10} в районе Дружного месторождения и Кочевского по фемическому модулю (FM). В первом случае он составляет 0,6–0,21 (среднее 0,12), во втором — 0,5–0,30 (среднее 0,16). Еще больший разброс значений характерен для железного модуля (ЖМ): Дружное — 0,25–0,52 (среднее 0,37), Кочевское и Северо-Кочевское — 0,26–0,64 (среднее 0,46),



Изменение соотношения Fe/Mn с глубиной в разрезе продуктивного пласта БС₁₀

А — Дружное месторождение, пласт БС₁₀¹, Б — Дружное месторождение, пласт БС₁₀², В — Кочевское, Северо-Кочевское, Северо-Конитлорское и Тевлинско-Русскинское месторождения

Северо-Конитлорское — 0,23–0,86 (среднее 0,62), Тевлинско-Русскинское — 0,53–0,70 (среднее 0,61). Таким образом, породы Дружного, Кочевского и Северо-Кочевского месторождений можно отнести к нормально-железистым, а Северо-Конитлорского и Тевлинско-Русскинского — к повышенно-железистым. Повышение ЖМ может быть, в частности, обусловлено вторичными преобразованиями пород (Юдович, 2000; Интерпретация..., 2001; Маслов, 2005).

Модуль общей нормативной щелочности (ОЩН) позволяет отнести породы всех месторождений к нормально- и повышенно-щелочным. Диапазон изменения модуля и средние значения по месторождениям следующие: Дружное — 0,31–0,52 (ср. 0,37), Кочевское — 0,27–0,51 (ср. 0,34), Северо-Кочевское — 0,35–0,47 (ср. 0,42), Северо-Конитлорское — 0,35–0,46 (ср. 0,39), Тевлинско-Русскинское — 0,31–0,42 (ср. 0,37).

Отношение $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti}$ не превышает 23, что указывает на отсутствие продуктов вулканических эманаций в породах пласта BC_{10} всех месторождений.

Интересные результаты получены при анализе соотношения Fe/Mn , которое является индикатором положения осадков на фациальном профиле бассейна. На Дружном месторождении индикатор меняется вверх по разрезу в пределах пропластков от 4 до 77, что соответствует переходу от глубоководных осадков к мелководным. Для пропластка BC_{10}^1 эта закономерность наиболее явно выражена (рисунок А), для пропластка BC_{10}^2 зависимость отношения Fe/Mn от глубины более сложная (рисунок Б), что обусловлено его неоднородным разрезом, однако общий тренд сохраняется. Для месторождений Кочевское, Северо-Кочевское, Северо-Конитлорское, Тевлинско-Русскинское, где продуктивным является объект, выделяемый как пласт BC_{10}^{2-3} , наблюдается совершенно хаотичное распределение соотношения Fe/Mn в разрезе (рисунок В). Кроме того, диапазон изменения значений этого индикатора намного шире — от 4 до 175, в среднем около 104, что указывает на формирование пласта в прибрежно-морских условиях с доминированием терригенного материала (Яночкина, 1966). Этот факт противоречит модели формирования пластов в едином бассейне, погружающемся с востока на запад. Таким образом, можно предположить, что пласты BC_{10}^2 на Дружном месторождении и BC_{10}^{2-3} на Кочевском и др. месторождениях не связаны генетически. Соотношение Sr/Ba на всех месторождениях и во всем продуктивном разрезе значительно варьирует (от 0,25 до 3,59) и не может быть использовано в качестве надежного индикатора.

Использование диаграмм Л. Саттнера и П. Датта (1986), а также В.С. Ерофеева и Ю.Г. Цеховского (1983) позволило установить, что пласты BC_{10} формировались в условиях климата, близкого к ариднему.

Литература

Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 192 с.

Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. Т. 1. 288 с.

Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург, 2005. 289 с.

Мордвинцев М.В., Видик С.В. Литолого-петрофизические особенности продуктивных пластов BC_{10} - BC_{11} Дружного месторождения // Геология нефти и газа. 2011. № 4. С. 52–63.

Мордвинцев М.В., Ларичев А.И., Бостриков О.И., Видик С.В. Закономерности распространения зон улучшенных коллекторов в продуктивных пластах Дружного Месторождения (Западная Сибирь) // Нефтегазогеологический прогноз и перспективы развития нефтегазового комплекса востока России. Сб. материалов научно-практической конференции. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 2010. С. 213–217.

Мордвинцев М.В., Ларичев А.И., Бостриков О.И., Видик С.В. Литолого-петрофизические свойства продуктивных пластов Дружного месторождения и их влияние на распространение зон улучшенных коллекторов и величину дебитов. // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Югры. Сб. трудов XIV научно-практической конференции, Т. 1. Ханты-Мансийск, 2011. С. 220–229.

Сергеев Д.А., Видик С.В., Скачек Д.К. Литологические особенности и типизация пород продуктивного пласта BC_{10} северной части Сургутского свода Западной Сибири // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина. Санкт-Петербургский государственный университет. Санкт-Петербург, 2012. Т. II. С. 187–189.

Ханин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа нефтегазоносных провинций СССР. М.: Недра, 1973. 200 с.

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

- Яночкина З.А. Статистические методы изучения пестроцветов. М.: Недра, 1966. 142 с.
- Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // *Sed. Geol.* 1988. V. 55. № 3–4. P. 319–322.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 299. P. 715–717.
- Suttner L.J., Dutta P.K. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I Framework mineralogy // *J. sed. Petrology.* 1986. Vol. 56. № 3. P. 329–345.
- Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 1990. V. 81. P. 49–57.

ФРАНСКИЕ ОДИНОЧНЫЕ РИФЫ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

А.П. Вилесов, Т.Г. Немирович, А.А. Лашманова

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, apvilesov@tnk-bp.com

В Оренбургской области одиночные рифы франского возраста представлены постройками различного типа, со специфичной геологической историей, обусловленной их положением в сложнопостроенном бассейне осадконакопления. Основными факторами, определявшими особенности развития франских рифов, являются эвстатические колебания относительного уровня моря (ОУМ), региональные и субрегиональные вертикальные тектонические движения, комплекс организмов-рифостроителей, глубина заложения построек в профиле бассейна седиментации и интенсивность сноса терригенно-глинистого материала с новообразованного Соль-Илецкого островного поднятия. Соль-Илецкое поднятие является инверсионной структурой и формируется на месте Урало-Сакмарского грабена под влиянием коллизионного сжатия окраины Восточно-Европейской платформы и Магнитогорской островной дуги (Максимов и др., 1981; Пучков, 2000; Никитин, Остапенко, 2008). Воздымание Соль-Илецкого поднятия происходит на протяжении всего позднефранского времени. В условиях влажного тропического климата на острове формируются аллювиальные системы. Это существенно осложняет процессы осадконакопления в шельфовых зонах, прилегающих к Соль-Илецкому острову.

К настоящему времени на территории Оренбургской области по данным бурения и сейсморазведки выделяются три палеогеоморфологических зоны развития франских одиночных рифов:

1) смешанная терригенно-карбонатная позднефранская платформа рампового типа, расположенная к западу от Соль-Илецкого поднятия (восточная часть Рубежинского прогиба). К ней приурочены кораллово-строматопоровые рифы Рыбкинского типа;

2) предбортовые участки небольших (мозаичных) позднефранских карбонатных платформ, окаймляющих Соль-Илецкий выступ с севера. Одиночные рифы в этой зоне представлены кораллово-строматопоровыми постройками Вахитовского типа;

3) внутришельфовая Муханово-Ероховская впадина Камско-Кинельской системы с редкими микробиально-гидрактиноидными рифами малого диаметра (Пешковский тип).

При проведении исследований франских рифов были использованы традиционные методы литологического и седиментологического анализа.

Франские рифы Рыбкинского типа развивались с мендымского по воронежское время в условиях карбонатного, а к концу воронежского времени — терригенно-карбонатного рампа. В евлановско-ливенское время развитие Рыбкинских рифов было подавлено усилившимся привносом терригенно-глинистого материала с Соль-Илецкого острова. Толщина Рыбкинских рифов достигает 200 м, диаметр — 900–1400 м.

Основные рифообразующие организмы в постройках Рыбкинского типа — разнообразные строматопоры в комплексе с четырехлучевыми кораллами, табулятами и кальцимикробами. Строматопоры представлены различными морфологическими формами. В целом комплекс

рифобразующих организмов Рыбкинских рифов очень разнообразен и характерен для рифов метазойного типа.

В Рыбкинских постройках выражена фациальная зональность. В рифовом комплексе выделяются следующие фациальные зоны: биогермное ядро (с органогенными структурами пород — фреймстоунами и байндстоунами), краевая зона (чередование микробиальных баундстоунов и криноидных рудстоунов) и рифовый склон (литокластовые и биокластовые флоутстоуны). Склоновые фации, обрамляющие рифы, характеризуются разнообразием литокластового карбонатного материала различной размерности, изменчивой долей глинистого и терригенного материала. Так как в склоновых фациях породы-коллекторы не установлены, можно сделать вывод о латеральной изоляции рифового резервуара.

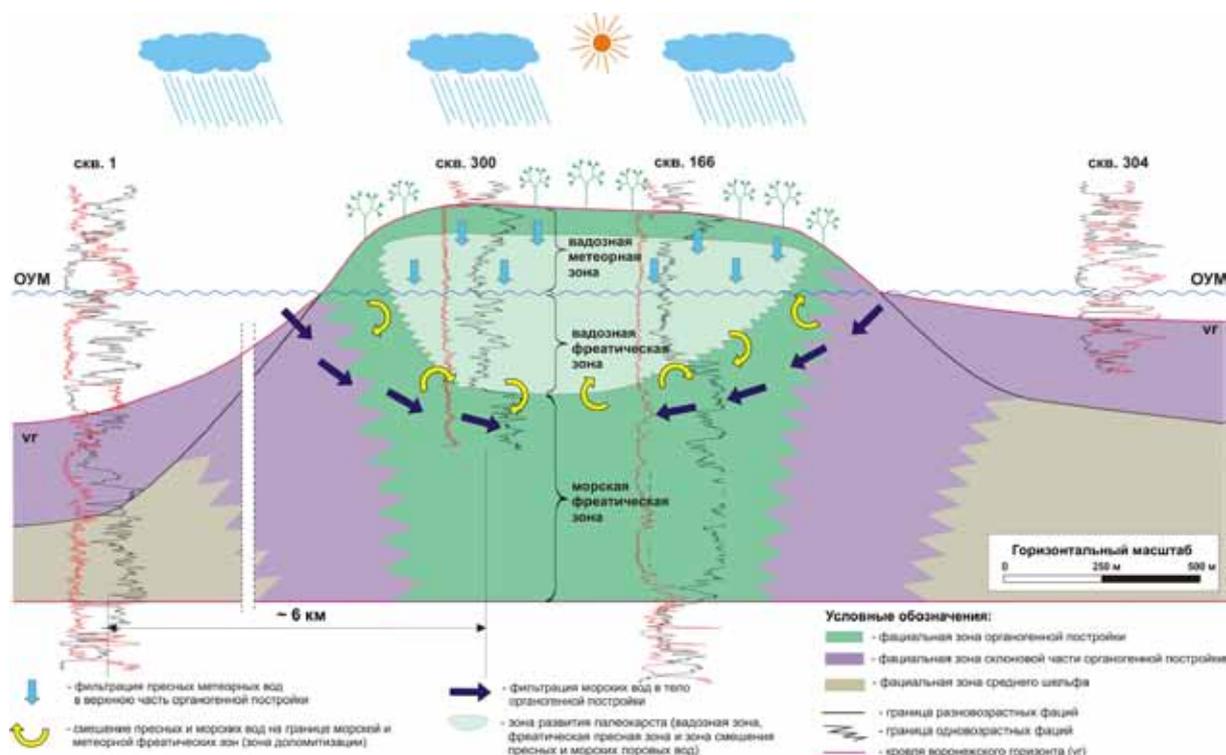
Материалы сейсморазведки ЗД, данные ГИС и фациальный анализ керн показывают, что рифы Рыбкинского типа в ходе своего вертикального роста имели тенденцию к латеральному разрастанию. Установленный факт расширения рифовых тел по мере их роста имеет ключевое значение для прогноза формирования зон трещиноватости в карбонатном резервуаре. Латеральное разрастание рифовых тел приводит к гравитационной нестабильности краевых зон и формированию систем субвертикальной экзотектонической трещиноватости, связанных со структурами нептунических даек (Stanton, Pray, 2004).

На стадии формирования Рыбкинских рифов пустотное пространство коллекторов было представлено: 1) внутрискелетными пустотами по строматопорам и кораллам; 2) межформенными порами по пелоидно-полибиокластовому заполнению; 3) полостями по скрытым органогенным пустотам; 4) экзотектонической трещиноватостью в зонах развития нептунических даек; 5) норками сверлильщиков, встречающихся в скелетах строматопор.

Интенсивная модификация пустотного пространства резервуаров Рыбкинского типа произошла на рубеже воронежского и евлановского времени в условиях глобального снижения ОУМ (максимальное снижение в регионе могло достигать 40 м) (Чувашов, 1968; Alekseev et al., 1996). В это время Рыбкинские рифы представляли собой карбонатные острова с наземной растительностью. В теле рифогенных резервуаров сформировалась трехуровневая гидродинамическая система, включающая вадозную метеорную зону толщиной до 40 м, фреатическую метеорную зону толщиной до 30–40 м и фреатическую зону морских поровых вод (рисунок). Для вадозной метеорной зоны характерно насыщение пустотного пространства пород пресной водой атмосферных осадков и воздухом; для фреатической метеорной зоны — полное насыщение пустот пресными атмосферными водами. Линза метеорных поровых вод имела сильновыпуклую подошву (что подтверждается данными ГИС) и достигала в центральной части построек толщины в 70–80 м. На границе смещения пресных и морских поровых вод происходило замещение известняков вторичными доломитами. В целом умеренная доломитизация благоприятно сказывается на развитии коллекторских свойств пород. Однако переход к чистым доломитам приводит к снижению емкостных характеристик.

Эпигенетические преобразования пород резервуаров Рыбкинских построек на этапе поздневоронежско-раннеевлановской регрессии привели к значительным изменениям пустотного пространства. В это время сформировались: 1) горизонтальные системы каверн и полостей, приуроченные к поверхности зеркала вод фреатической зоны; 2) системы субвертикальных трещин гравитационного растрескивания вдоль краевых зон рифов, расширенные карстованием; 3) кавернозные зоны в краевых частях рифов, связанные с участками разгрузки метеорных вод; 4) системы межкристаллических пор и литогенетических трещин в зонах доломитизации; 5) пятнистые зоны межформенных пор и разнообразных каверн, обусловленные рассеянной инфильтрацией метеорных вод и карстованием.

В последующем, при погружении Рыбкинских построек, перекрытии их более молодыми осадками и возрастании геостатического давления пустотное пространство рифовых резервуаров осложнилось системой текстур компакции — разнозубчатыми стилолитами, стилолитовыми порами, трещинами и трещинами деформации по стилолитам. Таким образом, пустотное пространство карбонатных резервуаров Рыбкинских рифов является сложным, включает пустоты порового, кавернового, полостного и трещинного типов различной генетической природы.



Модель доломитизации рифогенных пород Рыбкинских рифов на рубеже воронежского и евлановского времени

Одиночные рифы Рыбкинского типа являются высокоперспективными поисковыми объектами (Карнаухов и др., 1996; Никитин и др., 2011). Залежи Рыбкинских рифов приурочены к средне- и высокочемким сложным доломитово-известняковым коллекторам. Рифы перекрыты евлановско-ливленскими терригенно-глинистыми и карбонатно-терригенно-глинистыми осадками смешанного рамп и волгоградской глинистой пачкой. Ловушки литологически ограниченные, т.к. рифы обрамляются плотными склоновыми фациями. При эксплуатации этих объектов необходимо уже на начальной стадии разработки проводить мероприятия поддержания пластового давления. Рифы Рыбкинского типа выделяются по сейсмическим данным на Волостновском лицензионном участке (ЛУ). По палеогеоморфологическому положению вероятно развитие рифов Рыбкинского типа к югу от Волостновского ЛУ.

Вахитовские рифы закладываются в ранневоронежское время на склонах обширной продельтовой терригенно-глинистой террасы, образование которой произошло в мендымское время при глобальном снижении ОУМ и начавшемся воздымании Соль-Илецкого острова.

Формирование верхнефранских рифов Вахитовского типа происходило на протяжении воронежского, евлановского и ливенского времени с перерывами во время значительных эвстатических снижений ОУМ. Привнос терригенно-глинистого материала в Муханово-Ероховскую внутришельфовую впадину во время поздневоронежско-раннеевлановской регрессии ограничивала Алисовская карбонатная платформа. Толщина известняков Вахитовских рифов достигает 190–220 м; диаметр рифов изменяется от 800 до 1000 м.

На воронежском этапе основные рифообразующие организмы в постройках Вахитовского типа — разнообразные строматопоры в комплексе с кораллами и кальцимикробами; на евлановско-ливленском этапе — кальцимикробы и строматопоры.

На стадии формирования Вахитовских рифов пустотное пространство коллекторов было представлено: 1) внутрискелетными пустотами по строматопорам и кораллам; 2) межформенными порами по пелоидно-полибиокластовому заполнению; 3) органогенными полостями; 4) экзотектонической трещиноватостью в зонах развития нептунических даек. Наличие в теле Вахитовских рифов трещин типа нептунических даек установлено на керновом материале.

Изменение пустотного пространства рифогенных резервуаров Вахтовского типа происходило на рубеже воронежского и евлановского времени, евлановского и ливенского времени и в волгоградское время в условиях глобальных снижений ОУМ. На этих временных этапах рифовая постройка представляла собой карбонатный остров.

На этапе поздневоронежско-раннеевлановского снижения ОУМ в теле рифогенного карбонатного резервуара сформировалась трехуровневая гидродинамическая система, включающая вадозную метеорную зону толщиной до 30 м, фреатическую метеорную зону толщиной до 30–40 м и фреатическую зону морских поровых вод. Толщина линзы метеорных пресных вод достигала в центральной части постройки 70 м. На границе смещения пресных и морских поровых вод происходило замещение известняков вторичными доломитами.

На волгоградском этапе в связи с положением Вахитовских рифов в зоне дельтовой седиментационной системы вторичные доломиты по модели доломитизации в зоне смещения морских и пресных поровых вод практически не формировались.

Эпигенетические преобразования пород Вахитовских рифов на этапах снижения ОУМ привели к результатам, сходным с рифами Рыбкинского типа. Пустотное пространство карбонатных резервуаров Вахитовских рифов является сложным, включает пустоты порового, кавернового, полостного и трещинного типов различной генетической природы. В отличие от Рыбкинских рифов, верхняя (евлановско-ливенская) часть Вахитовских рифов сложена известняками с существенной долей кальцимикробов (*Renalcis*, *Rothpletzella*). Этот тип органогенных пород имеет изначально более слабую систему пор, их карстование происходит главным образом по системам трещин.

Негативным фактором в формировании резервуаров Вахитовских рифов является вымыв глинистого материала по системе карстовых трещин и полостей в волгоградское время. Привнесу глинистого материала благоприятствовало положение построек в зоне развития Вахитовского дельтового конуса выноса. В нептунических дайках заполнение представлено кварцевым алевроитово-песчаным материалом на глинисто-карбонатном цементе.

Флюидоупором Вахитовских рифовых резервуаров являются карбонатные и глинисто-карбонатные осадки шельфовой лагуны. Учитывая преобладающий карбонатный состав пород флюидоупора, можно прогнозировать, что в резервуарах одиночных рифов Вахитовского типа невозможно формирование высокоамплитудных залежей УВ, подобных Рыбкинским.

Вахитовские рифы могут быть выделены как среднеперспективный объект для поискового бурения. Нефтяные залежи в этих рифах приурочены к низкоемкой евлановско-ливенской пачке, сложенной преимущественно микробиальными известняками. Одиночные рифы Вахитовского типа выделяются на Кичкасском, Алисовском и смежных ЛУ.

Рифовые постройки Пешковского типа сформированы двумя доминирующими группами рифостроителей: кальцимикробами и проблематичными гидроидными организмами — фистулеллами. Второстепенную роль играют табулятные кораллы (аулопориды). Строматопоры представлены единичными ветвистыми формами. Эта особенность существенно отличает Пешковские рифы от рифов Вахитовского и Рыбкинского типов, в которых разнообразные строматопоры являются ведущими рифостроителями.

Пешковские постройки имеют небольшой диаметр (не более 250 м) при толщине органогенных известняков до 190–200 м. Их формирование началось в относительно глубоководной зоне внутришельфовой Мухано-Ероховской впадины, в спокойных гидродинамических условиях. Развитие Пешковских рифов происходило в течение всего позднефранского времени и завершилось при глобальном позднеливенско-волгоградском эвстатическом снижении ОУМ. В этом они сходны с рифами Вахитовского типа.

В строении Пешковских рифов существенную роль играют первичные иловые карбонатные цементы (автомикриты), выполняющие межскелетные промежутки. Обилие автомикритов сближает Пешковские ОП с постройками типа «иловые холмы» и «аглоитгермы» (Вилесов, Горбань, 2012). Высокое содержание первичных микритовых цементов негативно сказалось на развитии поровой пустотности. Первичное пустотное пространство в породах представлено изолированными органогенными полостями и внутрiformенными порами, развитыми в полибиокластовом заполнении межскелетных промежутков. Основной тип пустотного пространства Пешковских рифов — система литогенетических микротрещин различных генераций.

В Пешковских рифах представлены проявления поздневоронежско-раннеевлановской и позднеливленско-волгоградской эпох развития карста. Однако преобладание микротрещиноватости, как типа пустотности органогенных пород, предопределило локализацию палеокарстовых процессов вдоль трещинных систем и ограниченность вторичной доломитизации.

Пешковские постройки перекрыты карбонатными и глинисто-карбонатными осадками проградирующей толщи заполнения фаменского яруса (Никитин и др., 2010). В породах фамена развита система микротрещин деформаций уплотнения, и они, по-видимому, представляют собой толщу рассеивания (псевдопокрышку).

Пешковские рифы следует отнести к низкоперспективным поисковым объектам. Это обусловлено их малыми размерами, отсутствием надежного флюидоупора и низкими ФЭС. Различия изученных типов одиночных рифов по фильтрационно-емкостным и эксплуатационным особенностям приведены в таблице.

Петрофизические и добывные характеристики франских рифов различного типа

Тип органогенной постройки	№№ скв	Пласт	Кп, %			Кпр, мД			Кн, %			Коэффициент продуктивности, м ³ /сут*атм
			мин	мах	сред	мин	мах	сред	мин	мах	сред	
Рыбкинский	166, 167, 168, 300, 301, 302, 303	D ₃ fr	6,7	11,3	9,0	4,7	38,3	14,1	91	94	92,8	2,21-3,5
Вахитовский	263, 500	D ₃ fr	3,9	20	7,2	1,6	89,8	11,5	73	91,9	80,9	0,405
Пешковский	42, 43	D ₃ fr	коллекторы не выделены									притоки не получены

Установленные различия в структурных особенностях и истории литогенеза одновозрастных позднефранских одиночных рифовых построек Оренбуржья требуют корректировки упрощенного подхода к этим своеобразным объектам поисково-разведочного бурения. Выполненная типизация позволяет более достоверно оценивать перспективы рифогенных объектов на новых лицензионных участках.

Литература

Вилесов А.П., Горбань Н.Н. Пешковские позднефранские иловые холмы — новый тип органогенных построек Камско-Кинельской системы внутришельфовых впадин // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований: Труды 9-го Уральского литологического совещания. Екатеринбург: Ин-т геол. и геохим. УрО РАН, 2012.

Карнаухов С.М., Соловьев Б.А., Подкорытов Н.Г. Перспективы нефтегазоносности верхнефранских отложений северной бортовой зоны Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1996. № 8. С. 76–19.

Максимов С.П., Капустин И.Н., Кирюхин Л.Г., Рогова С.П. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Яикского свода // Геология нефти и газа. 1981. № 5. С. 20–27.

Никитин Ю.И., Остапенко С.В., Щеглов В.Б. Новое направление геолого-разведочных работ в Оренбургской области // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 11. С. 13–18.

Никитин Ю.И., Остапенко С.В. Связь нефтеносности Волго-Уральской провинции с плитной тектоникой Урала // Нефтяное хозяйство. 2008. № 12. С. 14–17.

Никитин Ю.И., Щеглов В.Б., Чикина Н.Н. Верхнефранские рифы Рубежинского прогиба, Оренбургская область // Недра Поволжья и Прикаспия. 2011. Вып. 68. С. 3–5.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Чувашиев Б.И. История развития и биомическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М.: Наука, 1968. 130 с.

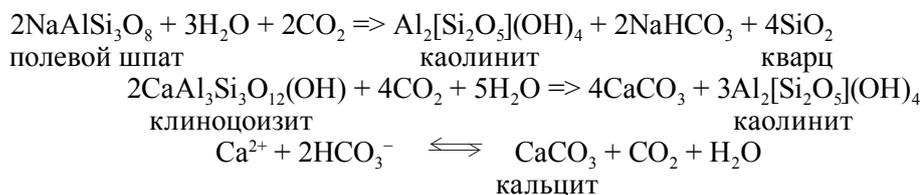
Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. Issues 1–4. P. 149–168.
Stanton R.J., Pray L.C. Skeletal-Carbonate Neptunian Dikes of the Capitan Reef: Permian, Guadalupe Mountains, Texas, U.S.A. // Journal of Sedimentary Research. 2004. Vol. 74. Is. 6. P. 805–816.

О ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ В ПОРОДАХ ЮРСКО-НЕОКОМСКИХ ПЛАСТОВ, ИХ ВЛИЯНИИ НА КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА И НЕФТЕОТДАЧУ

И.Ю. Вильковская, З.Я. Сердюк, Л.И. Зубарева, Н.В. Кирилова,
О.Н. Стефаненко, Е.С. Бубнова

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
Новосибирск, serdiukzy@sniiggims.ru

Комплексное геолого-геофизическое изучение нефтегазоносных отложений фанерозоя Западной Сибири позволяет проследивать и выделять сейсмические аномалии волнового поля, нередко приуроченные к тектоническим нарушениям. При изучении петрографического состава пород и солевого состава подземных вод из пробуренных в зонах сейсмических аномалий глубоких скважин было выявлено их совпадение с минералого-петрографическими, петрофизическими и гидрохимическими аномалиями, прослеживаемыми на одних и тех же стратиграфических уровнях. Породы в зоне сейсмических аномалий тектонически брекчированные, разуплотненные, постседиментационно измененные и с улучшенными ФЕС. В процессе миграции по трещинам и разломам углекислых газово-жидких флюидов, содержащих глубинный CO_2 , происходит преобразование минералого-петрографического состава пород и солевого состава подземных вод по известным в природе реакциям:



Алюмосиликатная часть пород при этом каолинизируется. Полевые шпаты, слюды, эпидот, цоизит, обломки осадочных и основных магматических пород, хлориты, монтмориллониты, гидрослюды цементов песчаников, гравелитов частично или полностью превращаются в рыхлый, гидрофобный каолинистый и диккит-каолинистый агрегат (Розин и др., 1971, 1972; Сердюк и др., 1971, 1972, 2008, 2010; Бружес и др., 2010). Новообразованные каолинит и диккит имеют совершенную кристаллическую структуру, образуют пакеты кристаллов гексагональной формы и размером до 0,1–0,001 мм (рис. 1–3).

Являясь гидрофобными, эти минералы резко улучшают коллекторские свойства пород и благоприятствуют нефтеотдаче продуктивных пластов. Неизменными в породе остаются кварц, микроклин, обломки кремнистых пород и кремнистой фауны, т.е. не поддающиеся воздействию CO_2 минералы. Постседиментационные минеральные преобразования хорошо видны в кусочках породы при больших увеличениях под растровым микроскопом (3000–10000 \times), при микроскопическом изучении петрографических шлифов из разных типов

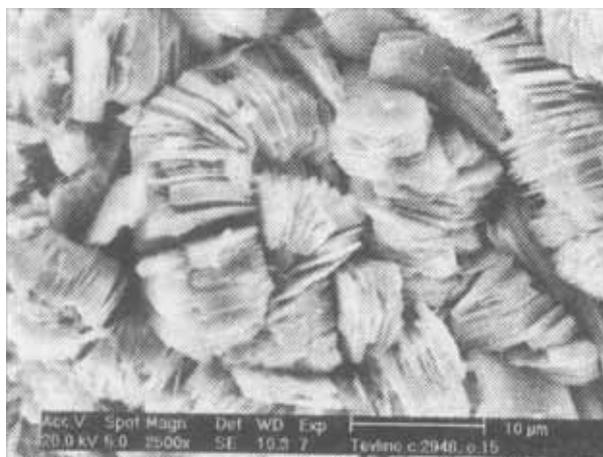


Рис. 1. Структура глинистого агрегата: каолинит, деформированный «книжный домик» (Тевлинско-Русскинское месторождение, скв. 294, обр. 15)

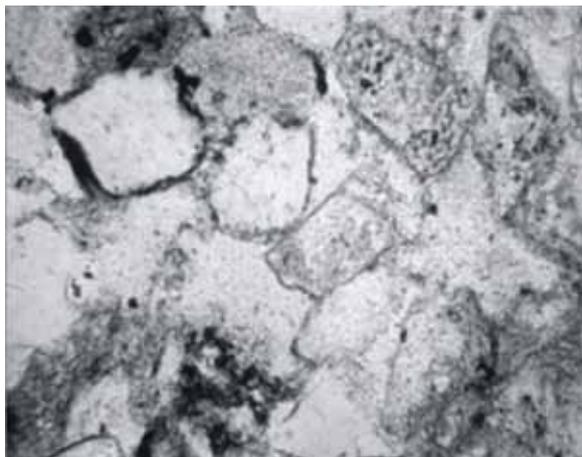


Рис. 2. Песчаник мелкозернистый кварц-полевошпатовый с постседиментационно преобразованным кристаллическим каолиновым цементом порово-базального типа (K_1 , Томская обл., Чебачья площадь, скв. 217, шлиф, николи II)

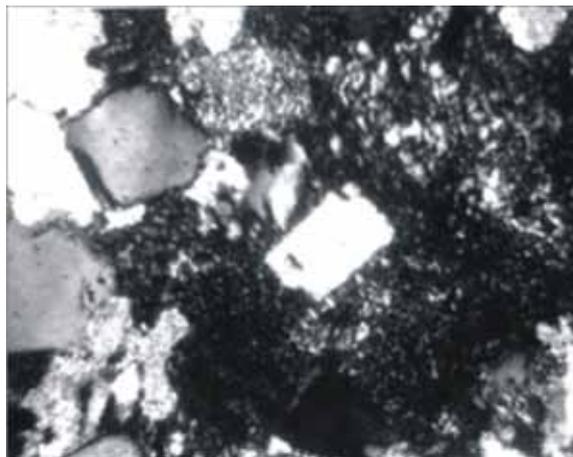


Рис. 3. Песчаник тот же. Обломки полевых шпатов, основных эффузивов, аргиллитов и гидрослюдистый цемент постседиментационно каолинизованы; сохранились лишь редкие зерна кварца (K_1 , Томская обл., Чебачья площадь, скв. 217, шлиф, николи X)

пород и подтверждены рентгеноструктурными анализами.

В результате вышеописанных процессов породы на больших глубинах (2000–5000 м и более) разуплотняются до песков, щебенки, дресвы. Объемная плотность таких пород составляет 1,9–2,15 г/см³, что резко повышает их фильтрационно-емкостные свойства и нефтеотдачу. Значения открытой пористости у слабосцементированных, рыхлых песчаников иногда достигают 28–30%, а остаточная водонасыщенность не превышает 20%. Проницаемость таких пород в основном составляет единицы и десятки мД, что соответствует 4 и 5 классам коллекторов по А.А. Ханину. Следует отметить, что среди глинистых минералов каолинит и диккит имеют самую низкую емкость поглощения (6–17 мг-экв. на 100 г). Являясь гидрофобными минералами, они не сорбируют нефть в продуктивных пластах, а наоборот, резко повышают её извлечение при эксплуатации. К сожалению, свойства этих минералов резко снижает щелочная составляющая глинистого бурового раствора. Она облекает гидрофильной пленкой кристаллы каолинита, диккита, закупоривая поры и трещинки пород пласта, и сдерживает извлечение из них нефти. При испытании продуктивных пластов иногда получают фильтрат бурового раствора с пленкой нефти. В этих случаях можно считать, что приток нефти из пласта подавлен щелочной составляющей глинистого раствора. Предотвратить это явление можно рациональной технологией бурения, закачкой CO₂ в пласт или глинистокислотной его обработкой. Последняя широко применяется при разработке продуктивного пласта Б₁₀²⁻³ на Тевлинско-Рускинском месторождении (Сургутский свод) (Коробов и др., 2002, 2013). По результатам комплексного исследования установлено увеличение постседиментационного каолинита от тонкозернистых алеврито-песчаных пород к более грубозернистым (среднезернистым, мелко-среднезернистым песчаникам) породам, что отражается на повышенных значениях открытой пористости и уменьшении объемной плотности, остаточной водонасыщенности (таблица). Из таблицы зависимости петрофизических свойств алеврито-песчаных пород от количества постседиментационного каолинита во фракции <0,001 мм видно, что гидротермальные процессы преобразования алюмосиликатных пород интенсивно проявились в пласте Ю₁¹ в Верх-Тарской скважине 194.

Минералого-петрографические и петрофизические аномалии удивительным образом совпадают с гидрохимическими (Розин и др., 1971). Суть последних сводится к тому, что в солевом составе подземных вод резко увеличивается содержание гидрокарбонат-иона HCO₃⁻ и уменьшается количество Са-иона. Все компоненты солевого состава подземных вод, подверженные инверсионным изменениям, относятся к карбонатной системе (Ca²⁺; HCO₃⁻; CO₂).

Зависимость петрофизических свойств алевроито-песчаных пород от количества постседиментационного каолинита во фракции <0,001 мм по РФА

№ п/п	Скважина	Свита/пласт	Интервал отбора керна, м		Место отбора образца	Краткое описание породы	Каолинит, %	K _{пр.} , мД	Объём. плотн., г/см ³	K _{ов.} , %	Класс коллектора
			кровля	подошва							
1	Верх — Тарская 194	Васюганская	2485,90	2486,70	0,68нк	Аргиллит	4	-	-	-	-
2		Ю ₁ ¹	2486,70	2495,70	3,95нк	Песчаник м/з	46	4,68	2,28	43,6	5
3		Ю ₁ ¹	2486,70	2495,70	4,79нк	Песчаник ср/з, нефтенасыщенный	89	103	2,12	26,6	3
4		Ю ₁ ¹	2486,70	2495,70	5,97нк	Песчаник ср-м/з, слабо карбонатный	79	34,5	2,19	32,5	4
5		Ю ₁ ¹	2486,70	2495,70	6,85нк	Песчаник м/з	78	23,8	2,21	32,9	4
6		Ю ₁ ¹	2486,70	2495,70	7,58нк	Песчаник ср/з, слабо карбонатный	96	59,7	2,20	29,2	4
7		Ю ₁ ¹	2486,70	2495,70	8,70нк	Песчаник м/з	79	3,93	2,25	14,6	5
8		Ю ₁ ¹	2495,70	2513,00	1,41нк	Песчаник м/з	69	7,25	2,19	41,7	5
9		Ю ₁ ¹	2495,70	2513,00	3,79нк	Песчаник р/з, слабо карбонатный	86	4,25	2,30	35,4	5
10		Ю ₁ ¹	2495,70	2513,00	5,90нк	Алевролит песчаный с УГСМ	38	0,33	2,31	78,2	6
11		Ю ₁ ¹	2495,70	2513,00	6,56нк	Алевролит кр/з, песчаный	35	0,29	2,26	78,6	6
12		Ю ₁ ²	2495,70	2513,00	9,75нк	Аргиллит	12	-	2,49	-	-
13		Ю ₁ ²	2495,70	2513,00	12,67нк	Аргиллит	14	0,00	2,54	-	нк
14		Ю ₁ ²	2495,70	2513,00	13,50нк	Алевролит глинистый	17	0,11	2,45	-	6
15		Ю ₁ ²	2495,70	2513,00	15,07нк	Песчаник м/з	73	0,67	2,36	-	6
16	Листовая 15	Сорты мская	2374,00	2392,00		Алевролит кр/з	17	0,01	2,36	89,3	6
17			2374,00	2392,00	0,20кк	Песчаник ср-м/з	25	4,43	2,17	57,8	5
18		ЮС ₁	2850,00	2857,00	1,16нк	Песчаник ср-м/з	88	84,59	2,12	25,8	4
19		ЮС ₁	2850,00	2857,00	5,54нк	Песчаник ср-м/з	91	0,71	2,32	54,3	6
20		ЮС ₁	2850,00	2857,00	6,62нк	Песчаник ср-м/з	73	2,02	2,29	48,6	5
21		ЮС ₁	2857,00	2867,00	2,67нк	Песчаник ср-м/з	58	0,1	2,38	85,4	6

Примечание:

	- породы с содержанием каолинита ≥60%;
	- породы с содержанием каолинита от 59 до 41%;
	- породы с содержанием каолинита ≤40 %;
	- покрывка Ю ₁ ¹ .

Сдвиг этой системы происходит в результате дополнительного поступления в нее глубинной углекислоты. Особенно преобразуются Са-плагиоклазы и все Са-содержащие минералы. Освободившийся при этом Са-ион вступает в реакцию с СО₂, образуя СаСО₃, который заполняет поры и трещины в породах, ухудшая их емкостные свойства. В таких условиях образуются вторичные карбонатные (кальцит, доломит, анкерит, сидерит) цементы в алевроито-песчаных породах пласта; минеральная плотность их возрастает до 2,75–2,85 г/см³. Наряду с поступлением глубинной углекислоты, ее генератором могут быть и мощные карбонатные толщи палеозоя, широко развитые на территории Западной Сибири (Розин и др., 1971; Предтеченская, 2002; Сердюк и др., 2008, 2010).

В тектонически нарушенных карбонатных породах при их дроблении, брекчировании и подвижках происходит сильный разогрев. Теоретически установлено, что из 100 кг СаСО₃ образуется 56 кг окиси кальция и 44 кг углекислого газа. На разложение 1 кг СаСО₃ требуется около 425 ккал энергии. Генератором тепла может быть либо магматический очаг (глубинный или контактовый), осложняющий карбонатную толщу, либо тепло тектонических подвижек и

напряжений. Кроме того, тепловой эффект возникает и в ходе реакции окиси кальция с водой с образованием гидроокиси кальция (до 277 ккал). Этот природный процесс напоминает гашение извести в быту и довольно часто происходит в карбонатных породах. Встречающиеся в скважинах и обнажениях отбеленные известняки, доломиты нередко ошибочно связывают с предполагаемыми «корами выветривания» или стратиграфическими перерывами в осадконакоплении. На самом же деле это результат углекислой гидротермальной проработки карбонатных пород в тектонически нарушенных зонах (Сердюк и др., 2010).

Исследованиями установлено, что вышеописанные процессы имеют дифференцированный импульсивный и многофазовый характер миграции глубинных растворов и газов. Они теснейшим образом связаны с одновременными фазами тектогенеза разного ранга. Элементы унаследованности в этих процессах прослеживаются довольно часто. Это проявляется на сейсмопрофилях и картируется на структурных картах по опорным отражающим горизонтам, тектонически разломным блокам (Микуленко и др., 1971; Мирзоев и др., 1999; Слепокурова и др., 2006; Коробов и др., 2011, 2013).

Обработка и переобработка многочисленных сейсмопрофилей МОГТ, особенно полученных в последнее десятилетие, показало, что на них с разной выраженностью выделяются аномалии волнового поля вертикальной сейсмической мутности (Слепокурова и др., 2006; Рослов и др., 2009). Они в основном приурочены к тектоническим нарушениям и следятся на разных стратиграфических уровнях. Изучение аномалий волнового поля на сейсмопрофилях ряда нефтегазовых месторождений Западной Сибири (Урненского, Усановского, Ново-Ютымского, Усть-Тегусского, Кальчинского, Северо-Кальчинского, Северо-Демьянского, Салымского, Верх-Тарского, Мыльджинского, Восточного, Малоичского, Малореченского и др.) показало хорошие совпадения большинства из них с минералого-петрографическими, петрофизическими и гидрохимическими аномалиями.

Для выделения зон трещиноватости и постседиментационного разуплотнения, а также аномалий состава и свойств пород в последнее время используется метод прони-фльтрации, разработанный в лаборатории «Прямых и обратных задач сейсмологии» института Геофизики СО РАН, возглавляемой Г.М. Митрофановым. Прони-фльтрация направлена на выделение зон поглощения и рассеивания сейсмических волн с возможностями высокого разрешения в частотной и пространственной областях. Суть ее — разложение сейсмического сигнала на синусоиды, затухающие по экспоненциальному закону.

Литература

Бружес Л.Н., Изотов В.Г., Ситдикова Л.М. Нано и мезопористые коллекторы юрского нефтегазосного комплекса Средне-Обской группы месторождений // Материалы II Международной конференции «Наноявления при разработке месторождений углеводородного сырья: от наноминералогии и нанохимии к нанотехнологиям». М., 2010. С. 228–234.

Коробов А.Д., Калинин В.Ф., Басков Б.Н., Букина Т.Ф. Вторичные изменения терригенных коллекторов в процессе эксплуатации нефтяных и газовых месторождений (на примере Западной Сибири). Саратов: изд. Агентство «Стиль-МГ», 2002. 100 с.

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

Коробов А.Д., Коробова Л.А., Колотухин А.Т., Мухин В.М., Елисеева Л.В. Гидротермальный минералогический режим как отражение геодинамического режима рифтогенных бассейнов и обоснование прогноза продуктивных коллекторов // Недр Поволжья и Прикаспия. Региональный научно-технический журнал. Вып. 74. 2013. С. 31–45.

Микуленко К.И., Шемин Г.Г. Трещиноватость юрских и нижнемеловых пород Обь-Иртышского междуречья // Тектоника нефтегазосных районов Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. Вып. 132. С. 102–113.

Мирзоев Д.А., Истратов И.В. Роль глубинных разломов во флюидодинамических процессах формирования ловушек (залежей) нефти и газа // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Материалы Третьей Международной конференции. М.: изд. МГУ, 1999. С. 171–172.

Предтеченская Е.А. Влияние CO₂-содержащих гидротермальных растворов на коллекторские свойства песчаников в зоне катагенеза // Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений. Томск: Изд-во ТПУ. 2002. Вып. 8. Том 305. С. 62–70.

Рослов Ю.В., Ефимова Н.Н., Кремлев А.Н., Павленкин А.Д. Сейсмические признаки флюидопотока и связанных с ними залежей // *Геофизика*. 2009. № 2. С. 26–30.

Розин А.А., Сердюк З.Я. К вопросу изучения разрывных нарушений в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты по минералого-петрографическим аномалиям // *Труды СНИИГГиМСа*. 1972. Вып. 132. С. 84–89.

Розин А.А., Сердюк З.Я. Преобразование солевого состава подземных вод и минералогического состава пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // *Материалы Международного геохимического конгресса*. М., 1971. С. 774–775.

Сердюк З.Я. Главные факторы постседиментационного преобразования пород фанерозоя и влияние их на ФЭС // *Труды III Международной научно-практической конференции и выставки «Санкт-Петербург 2008. Науки о Земле: от новых идей к новым открытиям»*. Санкт-Петербург. 2008. С. 10–13.

Сердюк З.Я., Вильковская И.Ю., Зубарева Л.И., Исакова Л.И., Предтеченская Е.А., Смолин С.Н. Роль глинистых наноминералов при поисках и разведке месторождений углеводородов // *Материалы II Международной конференции «Наноявления при разработке месторождений углеводородного сырья: от наноминералогии и нанохимии к нанотехнологиям»*. М., 2010. С. 235–240.

Слепукурова Л.Д., Митрофанов Г.М., Смолин С.Н., Сердюк З.Я. Выделение зон порово-трещинных коллекторов для интервалов пластов Ю₂-Ю₄ // *Геофизика*. 2006. Спецвыпуск. С. 71–73.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЛАНЦЕНОСТИ ОЛЕНЕКСКОГО ГОРЮЧЕСЛАНЦЕВОГО БАСЕЙНА НА ОСНОВЕ БЛОЧНО-КАРКАСНОЙ КОМПЬЮТЕРНОЙ ТЕХНОЛОГИИ

А.Е. Виницкий, Г.К. Хрусталева, Л.В. Гипич

Всероссийский научно-исследовательский геологоразведочный институт угольных месторождений, Ростов-на-Дону, alexandr.vinickiy@mail.ru

Перспективы выявления и оценки огромных ресурсов горючих сланцев на территории Республики Саха (Якутия) связаны с Оленекским горючесланцевым бассейном. Здесь повышенными концентрациями сапропелевого ОВ характеризуется практически весь разрез кембрийских отложений от верхов нижнего до средней части верхнего кембрия, но до промышленных значений эти концентрации возрастают лишь в куонамском горизонте, образование которого было приурочено к концу ранней и началу среднекембрийской эпохи. Продуктивные отложения представлены кремнисто-глинисто-карбонатными образованиями общей мощностью от 20–50 м до 100 м. Глубина их залегания достигает 800–1000 м (рис. 1).

Горючие сланцы, образующие более или менее значительные по мощности прослои и пласты — от 1,0 до 3,0 м (Андросов и Тюренкова, 1980, 1987), присутствуют в отложениях ленского и амгинского ярусов куонамского горизонта в восточной и западной частях бассейна. Горючие сланцы, присутствующие в центральной части бассейна в кутугунской свите (свита сопоставляется с франконским ярусом средней части верхнего кембрия (Северная Америка) и чомурдахском горизонте (сопоставляется с дресбахским ярусом нижней части верхнего кембрия (Северная Америка), образуют очень тонкие прослои и в практическом отношении малоинтересны. Модель пространственного распределения суммарной мощности сланцевых пластов представлена на рисунке 2.

Проявления горючих сланцев на огромной территории 182 тыс. км² описаны в естественных обнажениях по склонам рек, в скважинах картировочного бурения и частично опробованы с выполнением технического анализа сланцев, химико-битуминологических и палеоальгологических исследований, полуколичественного спектрального анализа сланцевой золы.

Всего на территории бассейна задокументировано 118 горючесланцевых проявлений, пространственная привязка которых осуществлена на платформе ArcGIS 9.3 путем геопривязки растровых карт-первоисточников. На этой основе впервые для Оленекского бассейна были выполнены пространственное моделирование сланцености и прогнозная оценка ресурсов

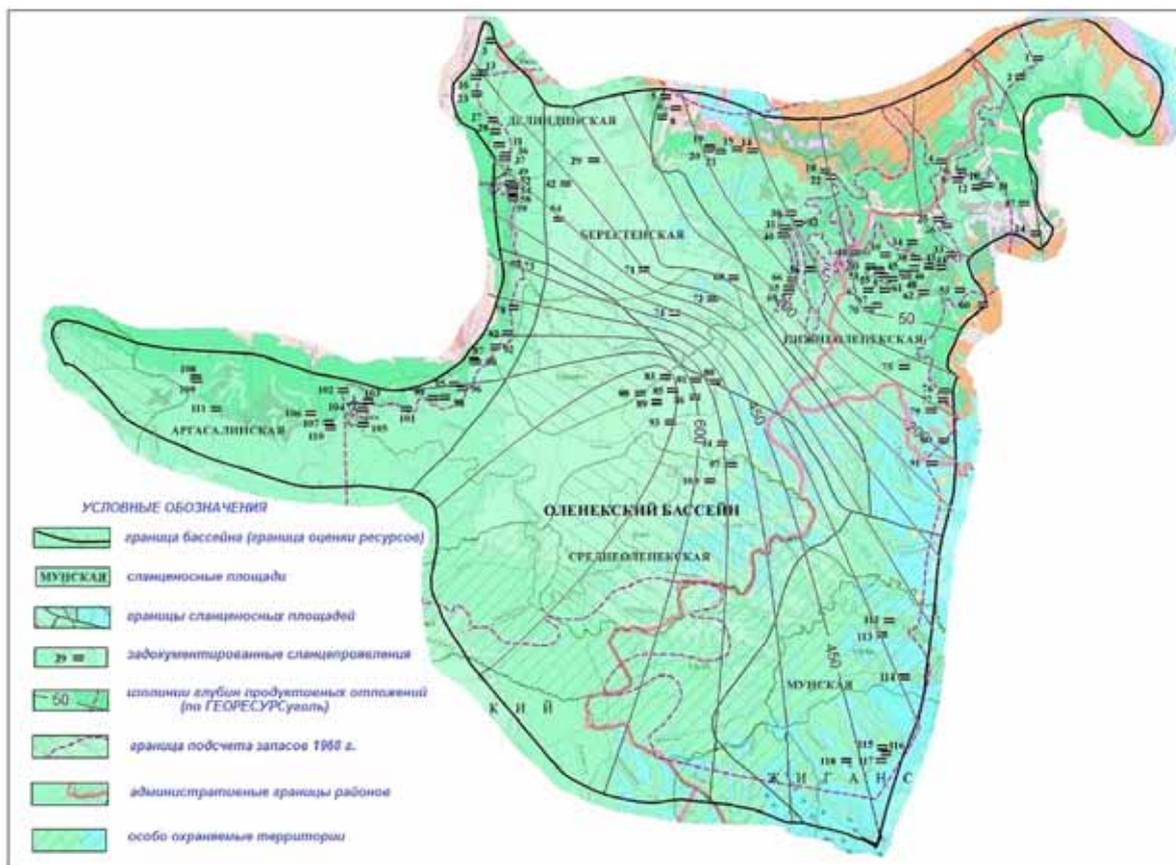


Рис. 1. Схематическая карта Оленекского сланцевого бассейна (топооснова ВСЕГЕИ масштаба 1:2500 000, схема объектов ГУП «Сахаинформ»)

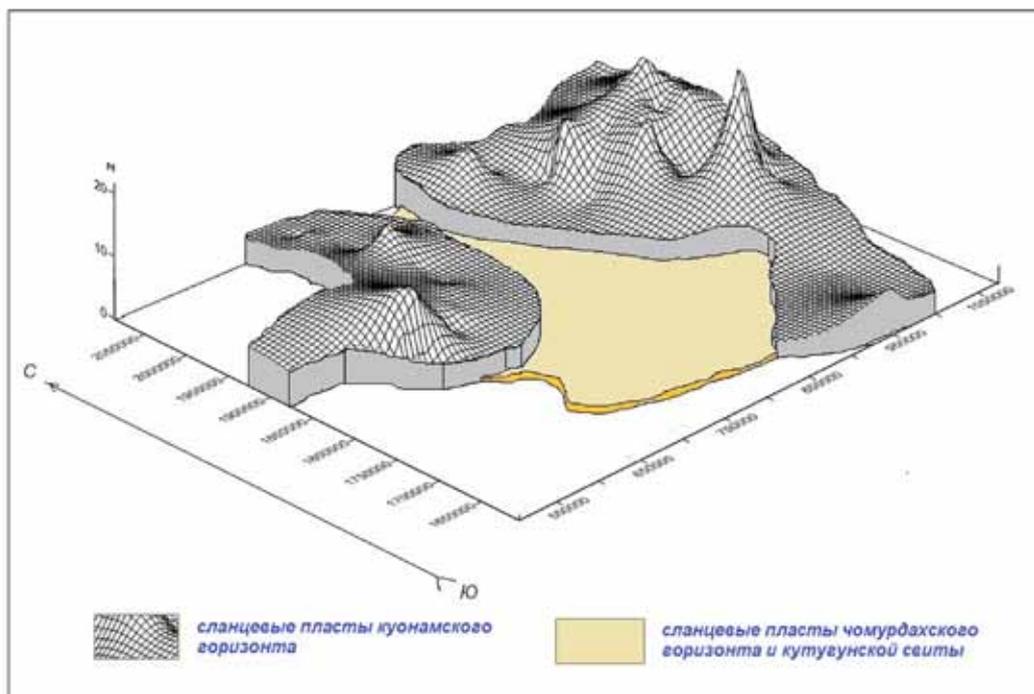


Рис. 2. Схема пространственного распределения суммарной мощности пластов горючих сланцев на площади бассейна

горючих сланцев с помощью программного комплекса ГЕОРЕСУРСуголь (моделирование угольной залежи, подсчет и классификация запасов/ресурсов).

Разработанная в институте ВНИГРИуголь компьютерная технология ГЕОРЕСУРСуголь хорошо зарекомендовала себя при моделировании и оценке ресурсов твердых горючих ископаемых малоизученных объектов различного ранга, позволяя в условиях малого объема геологоразведочной информации и отсутствия ГИС-проекта получать устойчивые оценки количества ресурсов с обоснованной квалификацией их геологической изученности и экономической эффективности.

Моделирование и оценка ресурсов горючих сланцев на площади Оленекского бассейна выполнялась по данным 88 объектов (сланцепроявлений), где имелись цифровые параметры, необходимые для прогноза качества и закономерностей площадного распространения горючих сланцев, а также для подсчета и квалификации их количества в недрах. Ресурсы были оценены на площади 96,7 тыс. км², включающей территории Делиндинской, Аргасалинской, Нижнеоленекской и Мунской площадей, где локализованы продуктивные отложения куонамского горизонта. При моделировании использовалась цифровая топографическая основа масштаба 1:2500 000 (ВСЕГЕИ). В связи с отсутствием пространственных границ описанных сланцепроявлений, последние рассматривались нами как внесквозмерные точечные объекты, параметры сланценосности по которым были территориально распространены на прилегающие квадратные блоки 10x10 км², служащие ячейками блочно-каркасной сети их аппроксимации на площади бассейна.

Кондиционные по мощности пласты горючих сланцев приурочены в основном к нижней части сланценовой толщи, где они образуют пакки суммарной мощностью 8–10 и более метров. Наибольшей величины мощность сланцевых пластов достигает на Нижнеоленекской площади, где в то же время отмечается ее чрезвычайно высокая изменчивость (рис. 2).

Теплота сгорания горючих сланцев охарактеризована по объектам в недостаточной степени для обоснованных выводов о закономерностях ее изменения по площади. В то же время этот показатель является лимитирующим кондиционным параметром при оценке прогнозных ресурсов бассейна. По-видимому, наилучшим качеством обладают сланцы Делиндинской и Аргасалинской площадей, однако малое количество и неравномерность опробования не дают возможности уверенно судить об этом показателе. Наибольшие значения теплоты сгорания сланцев отмечены в северо-западной части бассейна на Делиндинской площади.

Глубина залегания продуктивных отложений на территории бассейна увеличивается в юго-западном направлении, достигая здесь 800–1000 м (рис. 1). Наиболее благоприятные по глубинам (до 300 м) сланцевые пласты, в том числе и пригодные для открытой отработки, локализуются на Нижнеоленекской площади.

Насыщенность территории бассейна ресурсами горючих сланцев в целом увеличивается с запада на восток. Наибольшими значениями плотности ресурсов характеризуется Нижнеоленекская площадь. Расчетная сланцеплотность территории здесь достигает 15 и более млн т/км².

Средняя суммарная мощность сланцевых пластов на всей площади оценки ресурсов составила 7,71 м. Среднее расстояние между объектами сланценосности, использованными для подсчета количества ресурсов, равно 35,13 км, вероятностная оценка их геологической изученности оказалась чуть больше 0,50, что обусловило квалификацию ресурсов по прогнозной категории Р₃. Средняя вероятностная оценка экономической эффективности ресурсов (за которую нами была принята вероятность выполнения условий кондиций) составила 0,365. Такая низкая вероятностная оценка отражает тот факт, что из общего объема подлежащих учету ресурсов горючих сланцев бассейна кондиционными, согласно нашему расчету, могут быть лишь 13,8 %. При принятых нами предельных параметрах оценки ресурсов (глубина подсчета до 900 м, мощность рабочего пласта не менее 1,5 м, минимальная теплота сгорания сланцев 1500 ккал/кг, максимальная зольность сланца 80 %) наиболее вероятная оценка кондиционных ресурсов горючих сланцев бассейна составила 215 266,5 млн т. Ресурсы горючих сланцев до

глубины подсчета 300 м, локализованные в основном на Нижнеоленинской площади, составили 197 503,2 млн т.

Выполненные ранее, начиная с 1956 г., оценки ресурсов горючих сланцев производились статистическим способом или методом ближайшего района. Принимались различные значения средней мощности сланцевых пластов и площади оценки ресурсов. В результаты подсчета вводились различные понижающие коэффициенты от 0,05 до 0,5. Подсчитанные количества прогнозных ресурсов составляли от 111,78 млрд т до 849 млрд т. Сводкой прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Республики Саха 2004 г. по Оленекскому бассейну учтено 245 152,5 млн т горючих сланцев, в том числе на глубинах 0–300 м – 155 879,2 млн т. Выполненная нами с применением технологии ГЕОРЕСУРСуголь оценка 215 266,5 млн т (197 503,2 млн т до глубины 300 м) отличается отсутствием каких-либо субъективных допусков и эмпирических поправочных коэффициентов и потому может быть признана наиболее объективной.

Моделирование сланценосности гигантского по площади и количеству ресурсов горючих сланцев Оленекского бассейна произведено впервые. Полученные при этом результаты позволяют более обоснованно планировать дальнейшие поисковые и оценочные работы для установления прогнозного потенциала этого важного резервного энерготехнологического сырья на востоке страны.

ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МИКРОКОНТИНЕНТОВ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

И.А. Вишневская^{1,2}, Е.Ф. Летникова¹, Н.И. Писарева¹, Н.А. Каныгина², А.И. Прошенкин¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, vishia@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск

После распада суперконтинента Родиния (700 млн лет назад по Li et al., 2008) между Сибирской, Южно-Китайской платформами, Лаврентией и другими более мелкими блоками образовалось океаническое пространство — Палеоазиатский океан. В его пределах существовали микроконтиненты, полностью окруженные водой, и на их пассивных окраинах накапливались мощные карбонатные последовательности. Протяженные малодислоцированные разрезы, находящиеся в настоящее время на территории Тувино-Монгольского, Дзабханского, Батеневского и Северо-Муйского террейнов (результаты исследования которых представлены в данной статье), представляют большой интерес для геологов. Это связано, прежде всего, с присутствием в них месторождений фосфоритов (Хубсугульское) и бокситов (Боксонское). Однако время накопления этих отложений является спорным вопросом по причине отсутствия обоснованных палеонтологических (руководящие органические остатки) или геохронологических данных. В мировой практике в последние десятилетия исследования изотопного состава стронция и углерода в докембрийских карбонатных отложениях позволили создать обширную аналитическую базу прецизионных данных об отношении изотопов этих элементов в воде палеоокеана, которая легла в основу метода изотопной хемотратиграфии. Это позволило устанавливать временной интервал накопления и коррелировать карбонатные отложения, в том числе и те, возраст которых слабо обоснован фаунистическими находками. Метод изотопной хемотратиграфии основывается на изменении изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) и углерода ($\delta^{13}\text{C}$) в океанической воде на протяжении геологического времени. Систематические вариации изотопного состава стронция в морской воде вызваны изменением баланса между континентальным и мантийным потоками вещества, поскольку континентальный, формирующийся в ходе денудации континентальной коры, привносит в океан стронций с заметно более высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (~0,711), чем мантийный, образующийся при гидротермальной переработке базальтов в зоне COX (~0,703). Реконструкция величин отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в воде палеоокеана возможна путем анализа кальцийсодержащих минералов (преимущественно карбонатов), осаждавшихся непосредственно из морской воды и включивших в свой состав стронций в изотопном равновесии со средой седиментации (Кузнецов и др., 2012).

В изотопном составе углерода осадочных карбонатов могут находить отражение процессы, происходящие как в экзогенном, так и в осадочном циклах. В первом случае основными факторами являются уровень биопродуктивности и интенсивность циркуляции вод бассейна (бассейнов) седиментации; во втором — главным образом скорость захоронения органического углерода ($C_{орг}$) и скорость окисления $C_{орг}$, накопленного в предшествующие периоды (Виноградов, 2009).

Сопоставление полученных кривых вариаций изотопного состава стронция и углерода для геохронологически непривязанных разрезов с данными, опубликованными по типовым, датированным разрезам других территорий, позволяют установить временной интервал седиментации изучаемых отложений.

Реконструкция изотопного состава Sr в протерозойских океанах возможна при исследовании осадочных карбонатных образцов, удовлетворяющих геохимическим критериям сохранности Rb-Sr систем и прошедших процедуру селективного растворения для частичного удаления вторичных карбонатных фаз. На основе петрографических и изотопно-геохимических исследований (ковариации содержаний Fe, Mn, Sr, Ca, Mg, $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$, Sawaki et al., 2010; Кузнецов и др., 2012) были выявлены образцы с наименее нарушенными Rb-Sr и C-O изотопными системами.

Изотопный состав Sr измерялся на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 (Байкальский аналитический ЦКП СО РАН, Иркутск) и Triton TI (ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Содержание Rb и Sr исследовалось методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ 1201АТ (ИГМ СО РАН). Анализ $\delta^{13}C_{PDB}$ и $\delta^{18}O_{SMOW}$ проводился на приборе Finnigan MAT – 253 с подключенной линией пробоподготовки Gas Bench II (ИГМ СО РАН).

Шельфовые отложения Дзабханского микроконтинента начинаются с тиллитового горизонта, который перекрывается породами цаганоломской свиты, которая представлена известняками и доломитами мощностью 1500 м. Она с угловым несогласием залегает на породах вулканогенно-осадочной дзабханской серии и согласно перекрывается отложениями баянгольской свиты. Исследование изотопного состава Sr и C (вариации $\delta^{13}C$ взяты из Brasier et al., 1996) карбонатных пород Дзабханского террейна показало, что изотопный состав стронция неизменных известняков цаганоломской свиты варьирует в интервале от 0,7072 до 0,7079, а $\delta^{13}C_{PDB}$ имеет высокие положительные значения от +3 до +10,4 ‰. Это сопоставимо как с данными, полученными для мурэнской свиты Тувино-Монгольского террейна, так и с кривыми вариаций изотопного состава Sr и C в древнем океане 590–560 млн лет назад. Возраст надтиллитовых карбонатов, определенный Pb-Pb методом, составляет 632 ± 14 млн лет (Овчинникова и др., 2012). Для вышележащей баянгольской свиты характерно отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7084–0,7086 и значения $\delta^{13}C$ варьируют от –1,7 до +5,0 ‰, что указывает на раннекембрийский возраст отложений (Вишневская, Писарева, 2011).

Породы венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (мурэнская свита, боксонская и хубсугульская серии) были изучены в пределах месторождений бокситов (Боксонское) и фосфоритов (Хубсугульское и Буренхэнское), открытых в пределах этой тектонической структуры. Мурэнская свита представлена в основном известняками с редкими прослоями песчаников, аргиллитов и кремнистых пород. Боксонская серия сложена у основания доломитами, которые вверх по разрезу сменяются известняками. Хубсугульская серия представлена главным образом известняками различного облика. В разрезе обеих серий выявлены горизонты фосфоритов, а в их верхних частях отмечены находки археоциат и трилобитов нижнего кембрия. В основании хубсугульской и боксонской серий прослеживаются горизонты тиллитов. Первичный изотопный состав стронция для наименее измененных карбонатов Тувино-Монгольского микроконтинента варьирует в интервале от 0,7073 до 0,7086. Наиболее низкие отношения получены для карбонатных отложений забитской (нижняя свита боксонской серии) и мурэнской свит, которые также характеризуются высокими, до аномальных (от +3 ‰ до +10,5 ‰), положительными значениями $\delta^{13}C$. При сопоставлении этих вариаций изотопного состава стронция и углерода с опорными разрезами Сибири, Африки, Центральной Азии, Австралии, Южной Америки и Шпицбергена (Kaufman et al., 1993; Семихатов и др., 2003; Halverson et al., 2010) установлено, что отложения мурэнской и забитской свит коррелируют с породами дальнетайгинской серии, цаганоломской, нижней части жуинской свит, верхними

горизонтами чарыштагской свиты и 1–4 пачками биджинской свиты по С- и Sr-изотопным данным, а также с известняками юкандиской свиты юдомской серии по изотопии углерода. Возраст забитской свиты, полученный Pb-Pb методом по фосфоритам в кровле свиты, составляет 560–550 млн лет (Овчинникова Г.В., устное сообщение). Породы хубсугульской и верхней части боксонской серий идентичны по изотопному составу углерода и стронция баянгольской свите юго-восточной Монголии, усть-юдомской и пестроцветной свитам по вариациям изотопного состава углерода и, возможно, сопоставимы с событием Шурам-Вонока. Мурэнская свита и залегающая на тиллитах забитская свита боксонской серии (р. Уха-Гол) начинают накапливаться 600 млн лет назад. В мурэнской части палеобассейна седиментация карбонатов заканчивается в интервале 580–570 млн лет назад. При этом осаждение карбонатов продолжается в боксонской части палеобассейна и начинается в хубсугульской. Если карбонатные породы боксонской серии накапливались достаточно длительное время (с 600 до 500 млн лет), то история формирования хубсугульской серии более короткая (580–520 млн лет) (Вишневская, Летникова, 2013). Показано, что тиллитовые горизонты в основании карбонатных чехлов Тувино-Монгольского и Дзабханского террейнов одновозрастны и приурочены к оледенению Марино.

Карбонатные отложения кембрия, изученные в чехле Северо-Муйского террейна (Северное Забайкалье), представлены породами янгудской свиты, сложенной в основном доломитами с прослоями известняков и доломитистых разностей. Изотопный состав стронция изучался в трех удаленных разрезах. Основание свиты представлено в разрезе по левому притоку р. Каалу, где наблюдается постепенный переход от терригенных пород мамаканской свиты через переходные разности к карбонатным отложениям янгудской свиты. Для них характерны самые низкие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — 0,7081–0,7082. Выше по разрезу наблюдается рост этого значения до 0,7088, причем это прослеживается и в двух других разрезах: по рекам Адян-Келянский и Каалу. Достигнув наибольшего значения, изотопный состав Sr, понижаясь, варьирует от 0,7085 до 0,7087. Таким образом, прослеживается тенденция увеличения значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7081 до 0,7088, снижаясь в верхней части разреза. В результате исследования изменений изотопного состава углерода установлено, что значение $\delta^{13}\text{C}$ варьирует около нуля без значительных экскурсов в положительную или отрицательную сторону (–0,4...+1,9 ‰). Такие значения характерны для разрезов карбонатных пород, формировавшихся 530–510 млн лет назад (Melezhik et al., 2002). Карбонатные породы янгудской свиты имеют Sr и C-изотопные характеристики, сопоставимые с карбонатными отложениями кембрия Учуро-Майского района Сибирской платформы (Derry et al., 1994), которые накапливались в обстановке открытого шельфа.

Ближние изотопные характеристики получены нами при совместных исследованиях с А.Б. Кузнецовым при изучении карбонатных отложений чехла Батеневского террейна (енисейская серия). Она представлена переслаиванием серых доломитов и известняков; в верхней части серии находится мощная пачка баритов. Возраст формирования баритов определен Pb-Pb методом и составляет 523 ± 5 Ма (Овчинникова и др., 2011). Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для известняков енисейской серии повышается с 0,7075 в нижней части серии (биджинская свита) до 0,7085 в верхах разреза (сорнинская свита). Изотопный состав C повышается от –1,8 ‰ у основания серии до +6,1 ‰ в средней части. Для второй половины разреза серии характерны более низкие значения от –2,5 до +3,7 ‰. Следовательно, породы енисейской серии начали формироваться в венде (580–550 млн лет назад) и их накопление проходило до второй половины раннего кембрия (525–517 млн лет назад) (Летникова и др., 2011).

Таким образом, показан широкий спектр применения метода изотопной хемотратиграфии для одновозрастных отложений и тиллитовых горизонтов, определения времени карбонатонакопления палеонтологически не охарактеризованных толщ. Именно этим методом были установлены возрастные ограничения карбонатонакопления для шельфовых отложений следующих блоков Палеоазиатского океана: Дзабханского террейна — 590–520 млн лет, Тувино-Монгольского микроконтинента — 600–520 млн лет, Северо-Муйского террейна — 530–510 млн лет назад. Показано, что тиллитовые горизонты в основании карбонатных чехлов Тувино-Монгольского и Дзабханского террейнов одновозрастны и приурочены к оледенению Марино.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 12-05-00569, 12-05-33076), Президиума СО РАН (проект № 68).

Литература

- Виноградов В.И. Возможности и ограничения изотопной хемотратиграфии // Литология и полезн. Ископаемые. 2009. Т. 44, № 3. С. 245–257.
- Вишневская И.А., Летникова Е.Ф. Хемотратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 6. С. 741–763.
- Вишневская И.А., Писарева Н.И. Изотопный состав Sr карбонатных пород чехла Дзабханского микроконтинента (Западная Монголия) // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIV Всероссийской молодежной конференции (Иркутск, 19–24 апреля 2011 г.). С. 78–79.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 6. С. 3–19.
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Терлеев А.А., Константинова Г.В. Геохимические и изотопные (Sr, C, O) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): хемотратиграфия и обстановки седиментогенеза // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 10. С. 1466–1487.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Летникова Е.Ф., Каурова О.К., Гороховский Б.М. U–Pb возраст и Sr хемотратиграфия известняков сорнинской свиты, хребет Азыр-Тал Кузнецкого Алатау // ДАН. 2011. Т. 437, № 2. С. 220–223.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Летникова Е.Ф., Гороховский Б.М. U–Pb возраст и Sr изотопные характеристики надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 6. С. 28–40.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов, И.М. Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю. Pb–Pb-изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Докл. АН. 2003. Т. 393, № 1. С. 83–87.
- Brasier M. D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A. Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-early Cambrian of southwest Mongolia // Geol. Mag. 1996. V. 133, № 4. P. 445–485.
- Derry L.A., Brasier M.D., Corfield R.M., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu. Sr and C isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: a paleoenvironmental record during the Cambrian explosion // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 128. P. 671–681.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Research. 2010. V. 182 (4). P. 337–350.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. The Vendian record of Sr- and C-isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate // J. Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. V. 120. № 3–4. P. 409–430.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lul S., Natapovm L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovskiy V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precam. Res. 160, 2008. P. 179–210.
- Melezhik V.A., Roberts D., Zwaan K.B., Gorokhov M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E., Pokrovsky B.G. Isotopic stratigraphy suggests Neoproterozoic ages and Laurentian ancestry for high-grade marbles from the north-central Norwegian caledonides // Geological Magazine. 2002. Т. 139, № 4. P. 375–393.
- Sawakia Y., Kawai T., Shibuya T., Tahata M., Omoria S., Komiya T., Yoshida N., Hirata T., Ohno T., Windley B.F., Maruyama S. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr chemostratigraphy of Neoproterozoic Dalradian carbonates below the Port Askaig Glaciogenic Formation, Scotland // Precambrian Research. 2010. V. 179. P. 150–164.

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ КОЛОНКИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЧУКОТСКОГО МОРЯ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

Е.Г. Вологина¹, М. Штурм², Н.В. Кулагина¹, А.Н. Колесник³, А.А. Босин³

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, vologina@crust.irk.ru

²Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды, Дюбендорф, sturm@eawag.ch

³Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток, aiaks1986@mail.ru

Проведено комплексное исследование колонки поверхностных донных осадков (b16), отобранной в Чукотском море в рамках международной экспедиции на научно-исследовательском судне «Профессор Хромов» в 2012 г. Длина керна составила 37 см, координаты точки отбора — 72°32.54' с.ш. 175°58.70' з.д., глубина моря в месте отбора — 100 м. Выполнено литологическое описание разреза, сопровождаемое просмотром смер-слайдов, измерена магнитная восприимчивость (МВ) отложений, определены концентрации биогенного кремнезема ($\text{SiO}_{2\text{биог.}}$), органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) и общего азота ($\text{N}_{\text{общ.}}$), проведены палинологический анализ и датирование осадков по ^{210}Pb (период полураспада 22 года).

Отложения представлены пелитовыми алевритами и алевритовыми пелитами с той или иной примесью песка (рисунок). Описание смер-слайдов показало наличие створок диатомовых водорослей и единичных спикул губок в составе осадков. Цвет отложений — оливково-серый и зеленовато-серый. По всему разрезу отмечаются черные пятна и примазки гидротроилита.

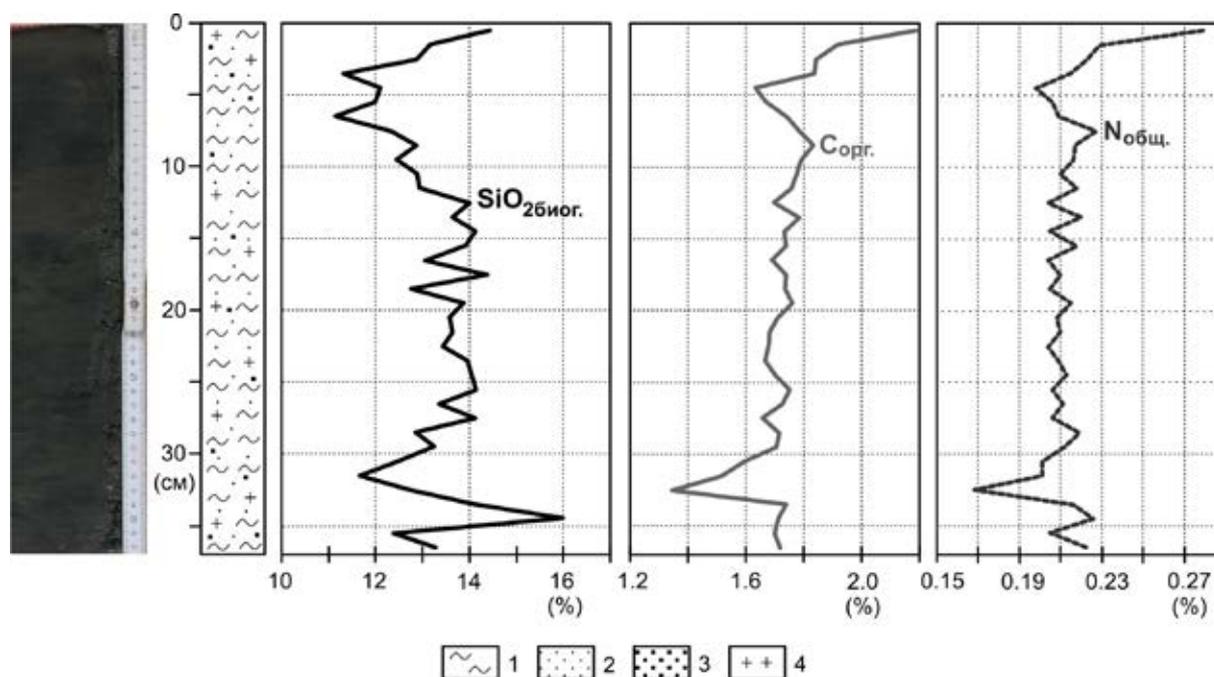
Измеренная по ^{210}Pb скорость современного осадконакопления в месте отбора колонки b16 составляет 0,7 мм/год. Таким образом, возраст изученных осадков примерно равен 500 лет (грубая оценка), что соответствует позднему голоцену (Neustad, 1982; Nahne, Melles, 1997). Полученные нами данные в целом соизмеримы со скоростью осадконакопления, оцененной по результатам радиоуглеродного датирования отложений Чукотского моря, вскрытых скважиной в 35 км к югу от южной оконечности о. Врангеля (0,1 мм/год для верхнего 1 м осадков согласно (Гусев и др., 2009)).

МВ отложений изменяется от 28 до $42 \cdot 10^{-6}$ единиц СИ, при этом минимальные значения отмечаются в интервале 0–2 см колонки.

Биогенный кремнезём, источником которого служат главным образом диатомовые водоросли, варьирует по разрезу от 11,14 до 16,00 % (рисунок). Максимальные значения отмечаются в самой верхней части колонки на глубине 1 см (14,44 %) и на глубине 35 см (16,00 %). Минимальные соответствуют глубинам 4–7 см, 32 см, 36 см. В интервале 0–5 см разреза среднее содержание $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$ составляет 12,78 %, что соответствует максимальным значениям этого параметра, приведённым для поверхностных донных осадков Чукотского моря (Астахов и др., 2010).

Концентрации органического углерода и общего азота в целом хорошо коррелируют с биогенным кремнезёмом (рисунок). Максимальные содержания наблюдаются в интервале 0–1 см колонки (2,19 % $\text{C}_{\text{орг}}$ и 0,28 % $\text{N}_{\text{общ.}}$), минимальные — в интервалах 5–6 см (1,63–1,67 % $\text{C}_{\text{орг}}$ и 0,20–0,21 % $\text{N}_{\text{общ.}}$) и 31–33 см (1,35–1,60 % $\text{C}_{\text{орг}}$ и 0,17–0,20 % $\text{N}_{\text{общ.}}$). На глубине 7–30 см концентрации $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{N}_{\text{общ.}}$ почти постоянны. В целом содержания $\text{N}_{\text{общ.}}$ в отложениях очень малы. Отношение C/N изменяется от 8,8 до 9,9, что свидетельствует о преобладании автохтонного органического вещества в осадках. Согласно литературным данным, содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ в поверхностном слое (0–3 см) осадков Чукотского моря в районе отбора колонки b16 изменяются от 1,5 до 2 % (Колесник, Марьяш, 2011). Результаты, полученные нами, аналогичны: среднее содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в интервале 0–3 см керна b16 составляет 1,98 %.

Число пыльцы и спор колеблется по разрезу от 34 до 101 зёрен. В группе древесных (0–9 зерен) присутствует пыльца хвойных деревьев — *Picea obovata*, *Pinus s/g Haploxyton*, *P. s/g Diploxyton* и древовидных берез (*Betula type Albae*). Пыльца кустарников (5–35 зерен) представлена кустарниковыми березами (*Betula type Nanae*, 2–19 зерен), душекией (*Duschekia sp.*, 3–18 зерен) и ивой (*Salix sp.*, 0–2 зерна). Среди пыльцы трав (2–14 зерен) обнаружены злаковые, осоковые, полынь, астровые, верескоцветные и другие. Из спор (19–53 зерна) чаще всего встречаются сфагнум (14–35 зерен), реже — папоротники (*Polypodiaceae*), плауновые



Фотография, литологическое строение разреза и содержания биогенного кремнезема ($\text{SiO}_{2\text{биог.}}$), органического углерода ($\text{C}_{\text{орг.}}$) и общего азота ($\text{N}_{\text{общ.}}$) в донных осадках колонки b16. Условные обозначения: 1 — пелит, 2 — алеврит, 3 — песок, 4 — диатомеи

(*Lycopodiaceae*), плаунок наскальный (*Selaginella rupestris*) и другие. Больше всего пыльцы и спор (101 зерно) содержится в интервале 0–1 см колонки. Здесь также определена пыльца *Tsuga sp.* и *Betula sp.*, не характерная для голоцена. На глубине 30–35 см отмечаются юрские споры *Cyathidites-type*. Малочисленность спор и пыльцы не позволяет сделать выводы о динамике развития растительности. В целом встреченные формы соответствуют современной растительности о. Врангеля (Петровский, 1978), за исключением пыльцы хвойных деревьев. Их присутствие объясняется ветровым заносом с материка.

Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие основные выводы:

1. Поверхностные отложения, вскрытые к северо-востоку от о. Врангеля, тонкозернистые, имеют в целом однородный литологический состав и характеризуются постоянной магнитной восприимчивостью. Это свидетельствует о спокойной обстановке осадконакопления во время их образования.

2. Скорость современного осадконакопления в месте отбора керна b16 составляет 0,7 мм/год, что согласуется со скоростью осадконакопления, определенной другими исследователями.

3. В интервале 0–1 см колонки концентрации биогенных элементов ($\text{SiO}_{2\text{биог.}}$, $\text{C}_{\text{орг.}}$, $\text{N}_{\text{общ.}}$) максимальны. Вероятно, это связано с тем, что за последние 14 лет биологическая продуктивность Чукотского моря возросла.

Отбор донных осадков проведён в рамках российско-американского проекта RUSALCA. Аналитические работы выполнены при поддержке интеграционного проекта СО РАН и ДВО РАН № 34.

Литература

Астахов А.С., Колесов Г.М., Дударев О.В., Иванов М. В., Колесник А.Н. Благородные металлы в донных осадках Чукотского моря // Геохимия. 2010. № 12. С. 1–13.

Гусев Е.А., Андреева И.А., Аникина Н.Ю., Бондаренко С.А., Деревянко Л.Г., Ключиткина Т.С., Поляк Л.В., Полякова Е.И., Попов В.В., Степанова А.Ю. Стратиграфия позднекайнозойских осадков Чукотского моря по результатам неглубокого бурения // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Выпуск 1. М.: ГЕОС., 2009. С. 9–103.

Колесник А.Н., Марьяш А.А. Органический углерод в поверхностном слое донных осадков Чукотского моря и смежных морей // Электронный научный журнал «Исследовано в России». 2011. С. 15–20.

Петровский В.В. Географические связи флоры острова Врангеля (в связи с проблемой Берингийской суши) // Ботанический журнал. 1978. Т. 63. № 5. С. 637–648.

Hahne J., Melles M. Late and post-glacial vegetation and climate history of the south-western Taymyr Peninsula, central Siberia, as revealed by pollen analysis of a core from Lake Lama // Vegetation History and Archaeobotany. 1997. № 6. P. 1–8.

Neustadt M.I. On problems and subdivision of the Holocene, especially in USSR // Striae. 1982. № 16. P. 91–94.

КРЕМНЕВЫЕ ФОРМАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ: ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ РЕШЕНИИ РЕГИОНАЛЬНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

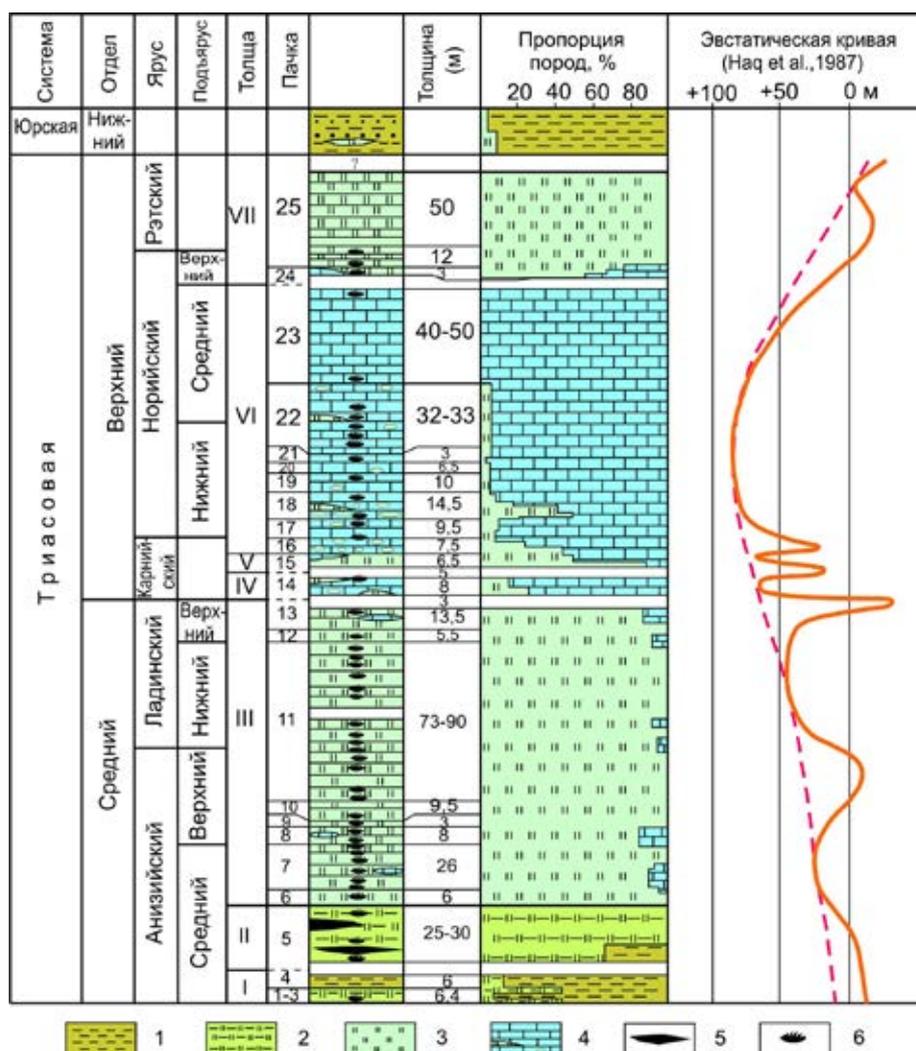
Ю.Г. Волохин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, yvolokhin@mail.ru

Кремневые породы Сихотэ-алинской области многими геологами считаются океаническими отложениями, само нахождение которых в «аккреционных комплексах» рассматривается как доказательство больших горизонтальных перемещений плит (Брагин, 1991; Филиппов и др., 2001; Голозубов и др., 2006; Кемкин, 2006; Зябрев, Анойкин, 2013 и др.). Фациальная выдержанность и насыщенность микрофауной кремневых толщ делают их удобными стратиграфическими реперами при расшифровке строения сложно деформированного вулканогенно-осадочного чехла области. В Сихотэ-Алине встречаются силициты каменноугольного, пермского, юрского, раннемелового и кайнозойского возраста, но наиболее распространенными и лучше изученными являются триасовые и позднеюрские.

Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. В южной части российского Дальнего Востока триасовые отложения представлены различными фациями. В краевых прогибах на восточной окраине Буреинского и Ханкайского массивов — это мелководно-морские терригенные, местами угленосные отложения, восточнее сменяющиеся силицитами и известняками. При геологическом картировании в разных районах Сихотэ-Алинской области толщи триасовых кремней включались в различные свиты, но вместе с тесно ассоциирующимися с ними карбонатными толщами составляли в доскладчатый период единое геологическое тело. По строению триасовая формация представляет трансгрессивно-регрессивный макроциклит толщиной от первых десятков метров до 500–600 м, включающий датированные микрофауной конодонтов и радиолярий отложения всех ярусов триаса, от оленекского яруса по рэтский включительно (Волохин и др., 2003). Низы макроциклита ($T_{1ol}-T_{2an_2}$) сложены кремневыми аргиллитами и глинистыми кремнями, выше сменяющимися плитчатыми кремнями ($T_{2an_2}-T_{3ca_1}$). Верхняя часть макроциклита ($T_{3por_3}-T_{3r_1}$) также сложена плитчатыми кремнями, а его «сердцевина» ($T_{3ca_1}-por_2$) включает карбонатные толщи суммарной мощностью до 200 м. Для краевых частей формации, представленных кремневой фацией, характерны внутрiformационные размыты и «конденсированные» разрезы. Низы формации маркируются «фтанитовой пачкой» (4–20 м), содержащей высокоуглеродистые силициты (до 8,5 % C_{org}). Существует общая корреляция между распределением карбонатных и кремневых пород в разрезах р. Гур и р. Хор и глобальными изменениями уровня моря (по Naq et al., 1987), отражающая, по-видимому, влияние на седиментацию мезоциклов (6–9 млн лет) изменения уровня моря и сопряженных с ними трансгрессий и регрессий (рисунок).

Средне(?)-позднеюрская кремневая формация Сихотэ-Алиня. Юрские силициты встречаются во всех зонах Сихотэ-Алинской складчатой области. В южном Сихотэ-Алине толщи средне?-позднеюрских силицитов залегают на ниже-среднеюрских терригенных и вулканогенных отложениях. Силициты сменяются в разрезе зеленовато-серыми кремнистыми аргиллитами и черными алевроаргиллитами с позднеитонско-берриасовыми и позднеберриас-поздневаланжинскими радиоляриями. Стратиграфический объем и мощности кремневых толщ возрастают в северо-восточном направлении, от десятков метров в южном Сихотэ-



Строение триасовой кремневой формации в бассейне р. Хор (Волохин и др., 2003) 1 — алевроаргиллиты, 2 — глинистые кремни, 3 — кремни, 4 — известняки с желваками и линзами кремней, 5 — углеродистые глинистые кремни и кремнистые аргиллиты, 6 — конодонты

Алине до 170–180 м в северном Сихотэ-Алине. Среди слагающих их пород увеличивается доля красноцветных яшм; присутствуют линзы (толщиной до 2 м) марганцевистых яшм и окисных железомарганцевых руд. Непрерывность кремневого разреза от триасовых слоев к позднеюрским нигде не установлена. Вулканиды, подстилающие средне(?)-верхнеюрскую кремнистую формацию, представлены толеитовыми и высокомагнезиальными базальтами и туфами с повышенным содержанием литофильных элементов, что считается признаком их образования в обстановке задугового спрединга (Симаненко и др., 1999).

Литология мезозойских кремневых формаций Сихотэ-Алиня. Основными формациеобразующими породами в триасовой формации являются радиоляриевые кремни. Спикулы кремневых губок хотя и присутствуют в отдельных слоях кремней, яшм, фтанитов в количестве 3–15 %, в целом имеют подчиненное значение. В юрских кремневых отложениях содержание радиолярий выше, а их сохранность лучше, и они в большей мере могут быть отнесены к радиоляритам. Среди триасовых карбонатных пород распространены сферомикритовые и водорослевые известняки, встречаются абиморфные микрозернистые ламинарно-слоистые известняки, доломитовые и доломитистые известняки, реже доломиты, кремнистые доломиты и кремнисто-доломитовые известняки. Микрозернистые известняки содержат остатки скелетов спумелярий и населярий, остракод, а также ориентированные течениями по слоистости микросклер кремнистых губок. В абиморфных микритовых известняках встречаются единичные кокколлиты, что позволяет предполагать их первично нанопланктонное происхождение. Часть

кремневых и карбонатных отложений отлагалась в тиховодных условиях, присущих впадинам на внешнем шельфе или дне котловин, а часть — на склонах поднятий. Последние несут признаки эрозии осадка течениями, оплывания и переотложения мутьевыми потоками.

Минеральный состав триасовых и юрских силицитов. Основной аутигенный минерал силицитов — низкотемпературный α -кварц (и халцедон) скелетных остатков радиолярий и спикул губок и цемента пород. На стенках пор и скелетах радиолярий присутствует вторичный (диагенетический?) микроглобулярный опал. Аллохтонная обломочная алевритовая и мелкозернистая песчаная примесь, концентрирующаяся в глинистых элементах кремнево-аргиллитовых циклитов, представлена зернами кварца, полевых шпатов, обломками глинистых и кремневых пород, остатками фосфатных биогенных фрагментов, редко базальтовых порфиринов. Среди минералов тяжелой фракции присутствуют магнетит, ильменит, лейкоксен, циркон, рутил или другие полиморфные модификации TiO_2 , имеющие также обломочное происхождение. В триасовых силицитах установлено более 60 минералов, относящихся к самородным элементам, галоидам, интерметаллидам, сульфидам, сульфатам, арсенидам, окислам и гидроокислам, силикатам, вольфраматам, фосфатам и редкоземельным фосфатам, образовавшихся на постседиментационных стадиях (Волохин, 2013). В позднеюрских кремнях алевритовая и песчаная обломочная примесь представлена продуктами разрушения кислых (кварц, кислые плагиоклазы, КППШ, мусковит) и основных магматических пород (базальты, вулканические стекла, замещенные гематитом, бурым и зеленым хлоритом). Здесь большая часть обломков пород и минералов происходит из щелочных базальтов, пикритобазальтов, гиалокластитов и туфов, подстилающих бат-келловейские вулканические толщи.

В глинистой фракции триасовых пород преобладает маложелезистый диоктаэдрический иллит $2M_1$, хлорит, каолинит, метагаллуазит; встречается смектит, хлорит-вермикулит и бертьерин. Наиболее значительные содержания каолинита и метагаллуазита (до 29 %) установлены в позднеюрско-рэтских породах, а также в среднеюрских алевритах (40 %) и кремневых аргиллитах (29 %), что связывается с понижением уровня моря и размывом каолиновых кор выветривания на соседствующих континентальных массивах. В смежных элементах циклитов кремневые слои заметно обогащены хлоритом и хлорит-смектитом, а глинистые — каолинитом и метагаллуазитом. Поступление терригенных глинистых минералов усиливалось во время отложения глинистых элементов циклитов, а чистые радиоляриевые слои накапливались при практически полном прекращении поставки материала с суши, когда относительно возростала роль силикатной взвеси, поступающей с подводных вулканических поднятий (внутрибассейновое питание). В глинистой фракции позднеюрских силицитов отсутствует каолинит и метагаллуазит, повышено содержание хлорита и хлорит-смектита.

Химический состав пород и толщ. В мезозойских силицитах аутигенный (первично биогенный) кремнезем выступает пассивным разбавителем остальных породообразующих окислов и редких элементов, а геохимические особенности пород определяет количество и состав минеральной примеси. В составе примеси отразилось двустороннее питание сихотэ-алинского бассейна материалом, поступавшим с континентальной суши, и фемическим детритом, привносимым с вулканических подводных гор или островов. По содержанию кремнезема и большинства породообразующих окислов позднеюрские и оленекско-среднеазиатские силициты близки к породам, моделируемым от химического состава кремнистых илов голоцена Охотского моря и неогеновых отложений Японского моря. Ладинские и позднеюрские кремневые толщи Сихотэ-Алиня более высококремнистые, что связывается со снижением поступления в бассейн терригенной взвеси. По геохимическим показателям триасовые силициты больше контаминированы сиалическим континентальным материалом, чем юрские, в составе которых отразилось влияние базальтового вулканизма и принос гидротермальных железа и марганца.

Абсолютные массы кремненакопления. Темпы биогенного кремненакопления в триасовом бассейне были выше, чем в пелагической экваториальной части современного Тихого океана или в Филиппинском море. Абсолютные массы накопления биокремнезема в триасовое и юрское время варьировали от 0,23 до 4,6 г/см²/1000 лет SiO_2 св., что укладывается в диапазон скоростей биогенного кремненакопления в современных Охотском и Беринговом морях, а также в

Японском море в плиоцен-четвертичное время. В Японском море в позднем плиоцене — раннем плейстоцене абсолютные массы SiO_2 ам. варьировали от 0,6 до 1,8 (Dunbar et al., 1992), а SiO_2 св. — 1–3,7 г/см²/1000 л (Волохин, 2013). Накопление высококремнистых триасовых (T₂1–T₃) и позднеюрских кремневых толщ в котловинах сихотэ-алинского моря происходило в периоды глобального повышения уровня моря (по Naq et al., 1987), сопровождавшегося снижением (в 2,1–5 раз) поступления с суши в бассейн терригенной алевритово-глинистой взвеси. Падение уровня приводило к возрастанию приноса терригенного материала, а также проявилось в сокращенных мощностях, внутриформационных размывах в краевых частях формаций, в смене биокремнистой седиментации терригенной.

Климатические условия и ландшафты сопредельной суши. В триасовый период южная часть российского Дальнего Востока располагалась в поясе умеренно-теплого климата, располагавшегося между зонами умеренно бореального и тропического климата (Yin Hongfu, 1997). Комплексы аммоноидей, брахиопод, представленные тетическими и космополитными видами, и теплолюбивая мангровая растительность в индских и оленекских слоях Южного Приморья свидетельствуют о теплом субтропическом климате в раннем триасе (Триас..., 2008; Zakharov et al., 2009). Теплый климат сохранялся в анизийский и ладинский века. Понижение температуры в конце ладинского века предполагается по единичным находкам бореальных брахиопод. В карнийское и норийское время шельфовая часть сихотэ-алинского моря (Уссури-Малохинганский бассейн) располагалась в умеренно-теплой гумидной климатической зоне и испытывала значительные колебания климата, свойственные внетропическим районам. Однако рифовые известняки Дальнегорского района Прибрежной зоны содержат фауну тетического типа, считающейся тропической (Триас..., 2008). Значительное похолодание отмечено в конце норийского века. По фрагментарным данным, климат в ранней юре был влажным субтропическим, в средне- и позднеюрское время — умеренно-теплым, с относительным похолоданием в ааленский век и в начале титонского века со среднетитонским климатическим оптимумом. В среднем и позднем триасе на Ханкайском и Буреинском массивах, на Алдане, в Монголии и Китае формировались мощные каолиновые коры выветривания, являющиеся свидетельством теплого влажного климата и длительно существовавшего пенеппена. Основная масса поступавшего с суши песчаного и глинистого материала отлагалась на шельфе и в прогибах на континентальной окраине (Арсеньевском, Куканском и др.). Размыв кор выветривания усиливался во время снижения уровня моря: в конце нория и в рэтском веке, в ранне- и среднеюрскую эпохи и в раннемеловое время.

Стратиграфический базис проводившегося в Сихотэ-Алинской области крупно- и среднемасштабного геологического картирования был явно недостаточным для расшифровки геологических структур и реконструкции истории геологического развития области в раннем мезозое. Мощности кремневых толщ оказались значительно (местами до 10 раз) меньше тех, что были установлены ранее при геологических съемках (Волохин и др., 2013). Условия залегания, строение разрезов, внешний облик и вещественный состав триасовых и юрских силицитов отличаются, что позволяет распознавать их в весьма удаленных районах области. Юрские кремневые толщи являются порождением другого этапа биокремнистой седиментации, что позволяет выделять их в качестве самостоятельной средне?-позднеюрской терригенно-кремнистой (или вулканогенно-терригенно-кремнистой) формации. Изменения мощностей и фациальные изменения средне-позднеюрских отложений однонаправлены с этими изменениями триасовой кремневой формации, что отражает погружение бассейнов в северо-восточном направлении, унаследованное с триасового времени.

Литература

- Брагин Н.Ю. Радиоларии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.
Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
Волохин Ю.Г. Мезозойское и кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2013. 434 с.
Голозубов В.В., Ханчук, А.И., Кемкин И.В. и др. Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 161–201.

Зябрев С.В., Анойкин В.И. Новые данные о возрасте отложений киселевско-маноминского аккреционного комплекса по ископаемым радиоляриям // Тихоокеанская геология, 2013. № 3. С. 74–83.

Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.

Симаненко В.П., Голозубов В.В., Кемкин И.В. Базальты эрдагоской свиты Приморья и геодинамические условия их формирования // Тихоокеанская геология, 1999. Т. 18, № 5. С. 82–89.

Триас и юра Сихотэ-Алиня. Книга 2. Вулканогенно-осадочный комплекс. Палеобиогеография. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.

Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеанская геология, 2001. Т. 20. № 1. С. 25–38.

Dunbar R.B., De Menocal P.B., Burckle L. Late Pliocene-Quaternary biosiliceous sedimentation at Site 798, Japan Sea // Proc ODP, Sci. Results. College Station, TX. 1992. V. 127/128. Pt. I. P. 439–455.

Yin Hongfu. Triassic biostratigraphy and palaeobiogeography of East Asia // Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events and their global correlation. Cambridge Univ. Press, 1997. P. 168–185.

Zakharov Y.D., Sha J., Popov A.M., Safronjv P.P. et al, Permian to earliest Cretaceous climatic oscillations in the eastern Asian continental margin (Sikhote-Alin area), as indicated by fossils and isotope data // GFF, 2009. V. 131. P. 1/2. P. 25–47.

ОЗЕРНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ В КАЙНОЗОЕ

Т.Н. Воскресенская

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, kavosk@mail.ru

Иссык-Куль — одно из немногих глубоководных горных озер аридной зоны, существующий, подобно Байкалу, в течение длительного отрезка времени. Древние озерные осадки распространены во многих депрессиях Тянь-Шаня, свидетельствуя о широком развитии озер в неогене. В большинстве впадин озера были спущены в основном на рубеже плиоцена и плейстоцена. В отличие от них, озеро в Иссык-Кульской депрессии не только не прекратило своего существования, но и трансформировалось в глубокий водоем с некомпенсированным характером осадконакопления. В озерных отложениях Прииссыккуля заключена наиболее полная информация о развитии этого интереснейшего региона в кайнозое.

О времени возникновения Иссык-Куля общепризнанной точки зрения не существует. Представленные в данной работе результаты изучения литолого-минералогического состава отложений, вскрытых глубокими скважинами, подтверждают древнее происхождение озера. В скважине, расположенной в восточной части котловины на полуострове Сухой хребет, зафиксированы значительные мощности озерных осадков — около 3000 м. Изучение вещественного состава отложений позволило охарактеризовать основные этапы осадконакопления во впадине, установить время зарождения озерного водоема, проследить его эволюцию в кайнозое.

Заложение Иссык-Кульской впадины как депрессионной структуры относится к герцинскому времени. Внутренняя часть депрессии имеет блоковое строение, осложнена разрывами. Территория испытала длительный континентальный этап развития. В мезозое и начале кайнозоя стабильный тектонический режим и теплый климат способствовали формированию мощных кор выветривания, продукты перемыва которых принимают участие в строении позднекайнозойских образований.

Оформление Иссык-Кульской депрессии в близком к современному виду связано с новейшим геологическим этапом, начало которого на Тянь-Шане относится к рубежу эоцена и олигоцена. В Прииссыккуля к этому времени относятся немногочисленные проявления наземного базальтового вулканизма. Определенный калий-аргоновым методом абсолютный возраст базальтов 55–56 млн лет.

Вероятно, уже в олигоцене неотектонический план Прииссыккуля имел черты, общие с современным: низкоргорное обрамление испытывало тенденцию к поднятию, днище впадины прогибалось, что способствовало накоплению в котловине молассовых отложений. В периферических частях котловины они обычно представлены грубыми пролювиально-аллювиальными фациями, по направлению к центру котловины сменяющимися озерными.

В разрезе изученной нами скважины Сухой хребет мощность озерных осадков достигает почти 3000 м. Общая мощность кайнозойских осадков, залегающих на коренных известняках и сланцах карбона, прорванных интрузиями кварцевых порфиров, составляет 3890 м. Палеогеографические реконструкции кайнозойских этапов осадконакопления произведены согласно принятой для Прииссыккуля схеме С.С. Шульца (1954), включающей отложения чонкурчакской (олигоцен), джетыгузской (олигоцен-ранний миоцен), согутинской (миоцен-начало плиоцена), джуукинской (плиоцен), шарпылдакской (поздний плиоцен-ранний плейстоцен) свит. Возрастные рамки свит, к сожалению, условны.

В начальные этапы осадконакопления постоянного озерного водоема в котловине, вероятнее всего, не было. В основании разреза, вскрытого скважиной Сухой хребет, залегают красноцветные аллювиально-пролювиальные отложения мощностью около 400 м, (чонкурчакская свита, условно относящаяся к олигоцену). Составляющие ее отложения плохо сортированы, среди них преобладают паттумы (45 %), мусорные глины (31 %), песчаники (28 %) ярких малиново-красных окрасок. В составе источников сноса значительная роль принадлежала корам выветривания. Минералогические спектры отложений чонкурчакской свиты отличаются высоким (до 75 %) содержанием глубоко измененных ожелезненных обломков пород, поступавших в результате размыва кор выветривания. Рельеф был еще слабо расчленен, речная сеть представлена в основном временными водотоками.

Климат эпохи накопления красноцветов, имея явные признаки аридности, был более жарким и контрастным по сравнению с современным. Периоды относительного увлажнения, о которых свидетельствуют метакинематические текстуры глин, чередовались с резко засушливыми этапами, с которыми связана испарительная концентрация гипса, новообразования кальцита, магнезиальных силикатов.

Аккумуляция отложений джетыгузской свиты (конец олигоцена – начало миоцена), мощность которых достигает 1300 м, осуществлялась в условиях дальнейшего поднятия горного обрамления впадины и прогибания ее днища. Речная сеть прогрессивно развивалась, временные водотоки сменялись разработанными речными долинами. Среди отложений свиты преобладают песчаники (70 %), пролювиальные паттумы имеют подчиненное значение. В составе источников сноса влияние кор выветривания направленно сокращалось (содержание выветрелых ожелезненных обломков снижается от 60 до 15 %); красновато-коричневые тона окраски постепенно сменялись коричневыми и светло-коричневыми. Некоторые литологические признаки, а именно появление в верхних горизонтах свиты характерной ассоциации аутигенных минералов (сульфидов железа и кальцита), указывают на возможность их возникновения в условиях озерного водоема. Отметим, что и для современных донных осадков Иссык-Куля характерны новообразования сульфидов железа (пирит, гидротроилит) и хемогенного пелитоморфного кальцита. В осадках современной прибрежно-пляжевой зоны озера кальцит присутствует в виде скорлуповидных налетов и цементаций. Вероятно, озерный водоем, возникший первоначально в восточной части котловины, был небольшим по площади, неглубоким. Однако существовал он непрерывно в течение продолжительного отрезка времени (мощность осадков около 700 м).

Крупный и глубокий озерный водоем в Иссык-Кульской депрессии существовал в течение большей части миоцена и в плиоцене. Мощности озерных осадков согутинской и джуукинской свит составляют, соответственно, 1100 м и 775 м. Тонкий состав осадков, среди которых преобладают алевриты, алевритовые и мергелистые глины гидроморфных зеленовато-серых окрасок, обилие аутигенных сульфидов железа (до 92 % тяжелой фракции) свидетельствуют о формировании осадков в обширном и глубоком водоеме, часто в восстановительной среде, при замедленном терригенном сносе с суши. Верхнемиоценовый комплекс моллюсков определен Г.Г. Мартинсоном в озерных осадках, вскрытых Джергаланской скважиной, расположенной

неподалеку от скв. Сухой хребет. Во время аккумуляции согутинской свиты, наряду с глубоководными тонкими фациями, слагающими более половины разреза, накапливались и более грубые прибрежно-пляжевые. В джуукинское время тонкие осадки господствуют, слагая более 90 %. Озерный режим осадконакопления распространялся не только на прогнутые участки котловины, но и на области предгорий, бывшие как в предшествующие, так и последующие эпохи ареной накопления аллювиально-пролювиальных толщ. Площадь озера в плиоцене во время накопления джуукинской свиты была максимальной.

Днище впадины устойчиво и направленно прогибалось. Воздымание хребтов горного обрамления впадины сопровождалось перестройкой областей сноса и вовлечением в сферу размыва новых комплексов пород. Возрастала степень расчлененности рельефа.

К рубежу плиоцена и плейстоцена на Тянь-Шане приурочен этап значительной активизации тектонических движений (ферганская тектоническая фаза). В Прииссыккуле в это время происходит накопление отложений шарпылдакской свиты, мощность которых в разрезе скв. Сухой хребет составляет 325 м. Аккумуляция нижних горизонтов свиты (серые алевриты, опесчаненные алевриты с включениями гравия и мелкой гальки) осуществлялась в мелководной прибрежно-пляжевой зоне озера. Неустойчивая геохимическая обстановка прибрежной зоны с чередованием окислительных и восстановительных условий способствовала возникновению аутигенных минералов-антагонистов (сульфидов и гидроокислов железа). Верхние горизонты свиты сложены пестрым и изменчивым набором прибрежно-пляжевых и озерно-пролювиальных фаций (песком, гравием, дресвой серовато-розовых окрасок). В целом в процессе накопления свиты происходило постепенное вытеснение тонких озерных фаций более грубыми мелководными, прибрежно-пляжевыми, что свидетельствует о регрессии озера.

Формирование отложений свиты происходило в эпоху, переходную от плиоцена к плейстоцену. В стратотипическом разрезе г. Шарпылдак, расположенном на южном побережье озера, установлена смена знака магнитной полярности на границе нижнего и верхнего горизонтов свиты и получены термолюминисцентные датировки: 730 ± 82 тыс. лет назад (т.л.н.) для слоев с отрицательной намагниченностью, 680 ± 78 т.л.н. и 570 ± 63 т.л.н. для прямо намагниченных осадков (Куликов и др., 1974).

Неоднократные мощные импульсы тектонических движений в конце позднего плиоцена вызвали значительный рост гор. В поднятие вовлекались и участки котловины, бывшие до этого ареной аккумуляции. В частности, после отложения шарпылдакской свиты прекращается осадконакопление в районе Сухохребтинской отрицательной структуры и начинается этап ее инверсионного развития. Во многих межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня в это время в результате роста горных хребтов произошла перестройка речной сети, озера были спущены (Максимов, 1985). Произошло разобщение Иссык-Кульской и соседних с ней Кочкорской и Кегено-Каркаринской котловин. В Иссык-Кульской впадине одновременно с поднятием гор произошло значительное проседание глубоководной части котловины. Сокращение площади озера сопровождалось увеличением его глубины. В рассматриваемое время были заложены основные элементы подводного рельефа Иссык-Куля: шельф, подводный склон, глубоководная равнина (Букин, 1975).

В плейстоцене происходил дальнейший рост горных хребтов, что привело к развитию оледенения, и углубление озерной котловины. Уровень озера испытывал значительные колебания в зависимости от изменения природных условий. В ходе неоднократных трансгрессий и регрессий озера вдоль побережья были сформированы разновысотные террасовые уровни. История развития озера и окружающих его ландшафтов в плейстоцене довольно полно освещена в монографии, основанной на подробном изучении новейших отложений комплексом методов (Алешинская и др., 1971). Однако, в истории Иссык-Куля и неогеновых озер, существовавших в межгорных депрессиях Тянь-Шаня, остается еще немало спорных вопросов и «палеогеографических загадок». Знание истории Иссык-Куля может помочь правильнее охарактеризовать современные процессы и тенденции развития озер.

Литература

1. Алешинская З.В., Бондарев Л.Г., Воскресенская Т.Н., Лефлат О.Н. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. М.: Изд-во МГУ, 1971. 164 с.
- Букин В.М. Морфология и рельеф дна озера Иссык-Куль. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. Фрунзе, 1975. 25 с.
- Воскресенская Т.Н. Палео-Иссык-Куль в кайнозой. История озер мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука, 1991. С. 200–206.
- Куликов О.А., Фаустов С.С., Ильичев В.А. Палеомагнетизм плиоцен-плейстоценовых отложений Иссык-Кульской котловины // Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля и палеомагнетизма. Т. 3. Баку, 1973.
- Максимов Е.В. Загадка озера Иссык-Куль. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 183 с.
- Шульц С.С. Третичные отложения Северной Киргизии. Геология СССР. М., 1954. Т. 25. С. 490–524.

ПРОМЫШЛЕННАЯ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ДИКТИОНЕМОВЫХ СЛАНЦЕВ И ОБОЛОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ ПРИБАЛТИЙСКОГО БАСЕЙНА (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

В.И. Вялов, А.С. Балахонова, И.А. Неженский, Е.В. Семенов

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Alina_Balakhonova@vsegei.ru*

Диктионемовые (или черные) сланцы (ДС) и оболочевые песчаники (ОП) с обломками раковин *Obolus* (эпоха раннего ордовика, тремадокский ярус, пакерортский горизонт) имеют широкое распространение в Ленинградской области. ДС являются не только энергетическим низкосортным, но также потенциальным сырьем для получения урана, редких и рассеянных элементов (Альтгаузен, 1992; Кисилев и др., 2002; Вялов и др., 2010). ОП еще с XIX века рассматриваются и используются как сырье для производства фосфорных удобрений. Прогнозные ресурсы ДС и ОП в Ленинградской области составляют сотни млрд т.

Промышленные концентрации металлов. Во ВСЕГЕИ за период 2009–2013 гг. проанализировано более 300 бороздовых и штучных проб ДС и ОП из скважин и обнажений на территории Ленинградской области.

Выделены, по данным Государственного баланса запасов полезных ископаемых Российской Федерации (выпуски по различным металлам), концентрации элементов, соответствующие минимально-промышленным содержаниям (или выше) в известных промышленных типах руд (россыпных, алюмосиликатных и др.) (табл. 1).

Таблица 1. Средние содержания металлов в ДС (n=88) и ОП (n=30), г/т

Металлы	Re	∑РЗЭ	∑МПГ	W	Ti	U	Sc	Rb	Cs	Cu	Zn	V	Mo
Мин. пром. конц.	0,045	340	0,003	35	1900	100	5	71	2,5	100	500	224	100
ДС	0,14	245	0,025	36,4	3409	227,3	8,1	82	3,3	115	763	808	183
ОП	0,02	361	0,013	34,1	1443	31,1	1,7	16	0,7	39,4	76	87	6,9

Это целый ряд редких, цветных и рассеянных металлов: Re, Rb, Cs, Sc, благороднометалльная минерализация — Pt, Pd, Rh. Au присутствует. Ag иногда приближается к минимально-промышленному уровню в россыпных типах руд. Концентрации V, Ti, Cu, Zn, Mo, W находятся на промышленном уровне. Урановые руды — промышленные, но бедные или убогие (прогнозные ресурсы по кат. Р₃ около 600 тыс. т по изученным в разные годы участкам Ленинградской области известны).

В ОП рения меньше, чем в ДС, в 7 раз (табл. 1). Платиноидов меньше в два раза, но они все же достигают минимально-промышленных концентраций. РЗЭ в ОП 360,7 г/т в среднем. Это означает, что они являются рудой этих металлов, их больше, чем в ДС, в 1,5 раза. В ОП

также больше стронция (в 3 раза), но промышленная концентрация не достигается. А W имеет минимально-промышленные концентрации. Содержания всех остальных металлов ниже и часто весьма значительно, нежели в ДС (например, урана в 7 раз).

Наличие значимых концентраций платиноидов в ДС в Ленинградской области являлось до последнего времени спорным вопросом. В ЦЛ ВСЕГЕИ методом масс-спектрометрии удалось достоверно установить платиноиды (Pt+Pd+Rh) в ДС и ОП, хотя и в небольшом количестве. В среднем в ДС Pt+Pd+Rh составляют 0,025 г/т, а в ОП 0,013 г/т. Такие содержания учитываются в Государственном балансе запасов месторождений полезных ископаемых РФ (Платиноиды).

Наибольшей актуальностью в ДС обладает рений вследствие практического отсутствия МСБ рения в РФ.

Распределение металлов в ДС и ОП. В природных условиях рений накапливается в органических соединениях (Поплавко и др., 1978). Действительно, установленный нами коэффициент корреляции рения с содержанием $C_{орг}$ равен 0,86 ($n=20$).

Положительная корреляция рения и спектра сопутствующих ему металлов с оксидами Al и K свидетельствует о сорбции их на глинистых минералах.

Концентрация рения в выделенных из ДС гуминовых кислотах составила 0,77 % при содержании в рядовой пробе. В гуминовые кислоты перешло 7 % рения, по 6% ванадия и урана, по 15 % молибдена и хрома, меди — 20 %; серебра и никеля — около 50 % вследствие их сорбционных, ионообменных и биологически активных свойств.

В сульфидах из ДС установлено крайне неравномерное распределение Re, а также Cu, As, Th, U из-за процессов эпигенеза.

Au и Pt имеют положительную корреляцию с кремнием — находятся в самородном виде в ассоциации с кварцем. Уникальность поведения Pt подчеркивается отрицательной корреляцией с большинством других металлов.

Корреляционная связь Pd с Al и K свидетельствует о тенденции накопления Pd в глинистых осадках.

РЗЭ (и Cu) образуют положительную корреляционную связь с фосфором. Локализация РЗЭ — в фосфорите, который часто диагностируется в ДС электронно-микроскопических исследованиях. Концентрации РЗЭ в ДС определяются не только представленными там единичными обломками раковин, но и наличием мелких кристаллов апатита. Какой-то вклад в общее содержание РЗЭ в ДС и ОП вносят собственные минералы РЗЭ: монацит в ДС эпизодически отмечался.

Имеется целый ряд микроэлементов, положительно коррелирующих с рением: U, Rb, Cs, Sr, Ga, Ta, Th, Li, Co, Ni, Sb, Sn, Nb и др.

Детрит раковин *Obolus*: полученные данные показали ураганную концентрацию РЗЭ в обломках раковин до 2,52 кг/т. Локализация РЗЭ в фосфатном цементе также не исключается. Концентрации РЗЭ имеют тесную положительную связь с фосфором и кальцием (что доказывает их нахождение в апатите), а также с окислами Na, Mg, Fe, Mn, Ti. С глинистой составляющей (окислы Al и K) корреляция отрицательна.

Условия рудогенеза металлов в ДС и ОП. Металлоносность ОП и ДС связана с осадочно-диагенетическим процессом преобразования морских осадков, обогащенных фосфатизированным детритом брахиопод и органическим веществом (граптолитов).

Генезис фосфоритов, как известно для современных подводных окраинах континентов, был связан с явлением прибрежного апвеллинга, обеспечивающим высокую биологическую продуктивность фитопланктона, накопление обогащенных подвижным фосфором биогенных осадков и формирование в них диагенетических фосфатных образований. Накопление РЗЭ в ОП обусловлено фосфоритизацией обломков раковин *Obolus* и образованием цемента фосфоритовых стяжений. Связывание фосфора происходило на щелочном геохимическом барьере совместно с РЗЭ.

При формировании ДС в иловых водах палеобассейна существовала восстановительная сероводородная обстановка.

На металлоносность ОП и ДС явно повлияла вулканическая деятельность в георегионе, которая активно проявилась во время каледонской складчатости (тектогенеза) — Трюсильская

(Трисильская) фаза в раннем ордовике. Она совпадает как с возрастом образования прибалтийских фосфоритов и диктионемовых сланцев, так и с местом их расположения вблизи Скандинавии. *Синхронное во времени проявление вулканизма и осадконакопления привело к образованию рениевого и сопутствующего ему оруденения в диктионемовых сланцах.* благородные металлы, РЗЭ, уран, цветные металлы поступали из разных источников (вулканизм, области сноса, рудопроявления). В качестве источника Pt рассматриваются вулканогенные породы, участвовавшие в формировании осадочных толщ.

Разнообразие редких, цветных металлов и даже Ag одинаковым поведением при рудогенезе в ДС может быть обусловлено их концентрацией и осаждением из одного источника — морской воды. Это принято для урана (Неручев, 1982; Альтгаузен, 1992).

Промышленные ресурсы металлов в ДС и ОП и их стоимостная оценка (по укрупненным показателям). Для примера нами подсчитаны прогнозные ресурсы металлов в ДС и ОП на площади около 900 км² (район Кайболово-Копорье-Гостилицы, где пласты ДС и ОП имеют среднюю мощность около 2,5 м каждый) (табл. 2).

Таблица 2. Прогнозные ресурсы кат. Р₃ ценных металлов в ДС и ОП, тыс. т

	Re	U	TR ₂ O ₃	МПГ	WO ₃	V ₂ O ₅	Ga	Cs ₂ O	Sc	Mo	Cu	Zn	TiO ₂
ДС	0,6	1023	1299	0,1	205	6485	54	16	37	824	519	3432	25551
ОП	0,1	175	2394	0,07	240	-	-	-	-	-	-	-	-

Исходя из данных, приведенных в таблице, можно сказать, что на изученной площади фактически представлен ряд месторождений различных металлов. Крупные месторождения — для рения, ванадия, галлия, цезия, урана, скандия, молибдена (в ДС), редкоземельных металлов (в ОП), средние — для редкоземельных металлов, рубидия, цинка (в ДС), платиноидов, мелкие — для вольфрама, титана (в ДС), очень мелкие — для меди (в ДС).

Рассчитывалась вероятное (гарантированное) наименьшее количество ожидаемых промышленных запасов и потенциальная стоимость металлов (табл. 3).

Таблица 3. Стоимостная оценка ДС и ОП на спектр металлов

	Re	TR ₂ O ₃	МПГ	WO ₃	U	V ₂ O ₅	Ga	Cs ₂ O	Sc	Mo	Rb ₂ O	Cu	Zn	TiO ₂
Извлекаемые промышленные запасы, тыс. т.														
ДС	0,03	156	0,01	27	164	778	9	2	3	99	41	77	412	3271
ОП	0,005	290	0,01	32	28	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Потенциальная стоимость извлекаемых промышленных запасов, млрд руб.														
ДС	3	468	20	19	638	265	87	11	64	119	1627	15	25	327
ОП	0,5	861	13	22	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Произведенный патентный поиск по извлечению ценных металлов из диктионемовых сланцев и фосфоритов показал наличие практических методов, в т.ч. экологически безопасных.

Таким образом, налицо наличие крупнейшей нетрадиционной МСБ редких, благородных, цветных, помимо урана, металлов в Ленинградской области (только в пределах изученной нами площади потенциальной стоимостью 4,6 трлн руб.).

Литература

- Альтгаузен М.Н. Металлоносные чёрные сланцы венд-нижнепалеозойского возраста // Oil Shale. Горючие сланцы. Таллин, 1992. № 9/3. С. 194–207.
- Вялов В.И., Миронов Ю.Б., Неженский И.А. О металлоносности диктионемовых сланцев Прибалтийского бассейна // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2010. № 5. С. 19–23.
- Киселев И.И., Проскураков В.В., Саванин В.В. Геология и полезные ископаемые Ленинградской области. Санкт-Петербург, 2002. 236 с.
- Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.
- Поплавко Е.М., Иванов В.В., Орехов В.С., Тархов Ю.А. Особенности металлоносности горючих сланцев и некоторые предположения об их генезисе // АН СССР. Геохимия. М., 1978. № 9. С. 1411–1418.

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ВЕРХНЕВАСЮГАНСКОЙ ПОДСВИТЫ НА ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА КОЛЛЕКТОРОВ НА ПРИМЕРЕ КАЗАНСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

К.В. Габова^{1,2}, К.В. Шенделева²

¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, GabovaKV@npiineft.tomsk.ru

²Томский научно-исследовательский и проектный институт нефти и газа, Томск

В связи с планированием в ближайшее время ввода новых скважин нефтегазоконденсатного Казанского месторождения проведены детальные литологические исследования продуктивных отложений верхневасюганской подсвиты с целью выявления особенностей пород-коллекторов и их влияния на фильтрационно-емкостные свойства.

Казанское нефтегазоконденсатное месторождение расположено в Парабельском районе Томской области. В регионально-тектоническом отношении месторождение находится в центральной части Казанского куполовидного поднятия, приурочено к одноименному локальному поднятию, расположенному в восточной части Ньюрольской впадины. В геологическом строении месторождения принимают участие породы палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Доюрский фундамент представлен разнообразными по вещественному составу породами: зеленокаменными измененными плагиоклазовыми порфиритами, доломитизированными известняками и метаморфизованными песчаниками. Разрез осадочных отложений начинается с пород юрского возраста, представленных тюменской, васюганской, георгиевской и баженовской свитами (Запивалов, 1970). Объектом исследования были выбрана верхневасюганская подсвита, в которой на изучаемом месторождении выделяются песчаные пласты Ю₁¹ и Ю₁².

По стандартным методикам был исследован керн ряда скважин, проведен детальный петрографический и литолого-фациальный анализы. Детальное литологическое описание керна выполнялось после процедуры продольной распиловки керна сверху вниз по разрезу от начала керна. Количественный минералогический и гранулометрический анализ в шлифах из песчано-алевритовых пород проводился по общепринятой методике (Черников, 1970) на поляризационном микроскопе Olympus BX51.

По данным детального макроописания керна, пласт Ю₁¹ представлен песчаниками средне-, средне-мелкозернистыми с горизонтальной и косой слоистостью, подчеркнутой намывами слюдисто-углистого и глинистого материала, биотурбированными, с редкими глинистыми шлейфами, формировавшимися в условиях нижнего пляжа, реже приливных каналов и дельт. Подстилают пласт Ю₁¹ приморские угли, глинисто-алевритовые интенсивно биотурбированные породы маршей и прослои ракушняка, характерные для прибрежно-морской обстановки — условий лагуны и лагунного пляжа. Пласт Ю₁² представлен песчаниками тонко- и мелко-тонкозернистыми с частыми глинистыми шлейфами, вверх по разрезу более биотурбированными, сформированными в условиях приливных каналов и дельт, с постепенным переходом к отложениям нижнего пляжа. Отмечаются горизонтальные и косые намывы слюдисто-углисто-глинистого вещества и сидерита, а также редкие глинистые интракласты и стяжения пирита. Нефтенасыщение в песчаниках обоих пластов проявлено в степени от слабой до сильной (цвет, запах, свечение в УФ-свете). Толщина горизонта Ю₁¹ изменяется от 1 м в северной части месторождения до 11 м в его южной части. Горизонт Ю₁² распространен повсеместно и имеет более выдержанную мощность от 8 до 12 м.

В результате петрографических исследований установлено, что пласт Ю₁¹ представлен мелко- и средне-мелкозернистыми очень хорошо сортированными песчаниками (табл. 1). Микротекстура однородная. По составу песчаники мезомиктовые кварцевые (рис. 1). В пласте Ю₁² структура пород меняется от средне- и мелкопсаммитовой до алевропсаммитовой тонкозернистой. Сортировка от средней до очень хорошей. Для пород характерна однородная

микротекстура, местами встречается микрослоистая, обусловленная субпараллельной ориентировкой прожилков органического вещества и пятнистой сидеритизацией. По составу породы отнесены к полевошпато-кварцевым граувакковым песчаникам. Обломки пород в разрезах обоих пластов представлены слюдистыми, кремнистыми, слюдисто-кремнистыми и глинистыми породами, эффузивами различного состава, слюды единичны (Логвиненко, 1984; Фролов, 1992; Бетхер, 2007).

В пределах изучаемого разреза в обоих пластах коэффициент пористости ($K_{по}$) весьма стабилен и варьирует в малых пределах (7–22 %), в отличие от коэффициента проницаемости (рис. 2). Значения коэффициента проницаемости в породах пласта Ю₁¹ изменяются в широких пределах ($2-507 \times 10^{-3}$ мкм²), в то время как в породах пласта Ю₁² значения его однородны ($0,1-28 \times 10^{-3}$ мкм²) и имеют коэффициент корреляции с пористостью 0,79 и 0,68, соответственно. Песчаники пластов Ю₁¹ и Ю₁² являются коллекторами порового типа средней и пониженной емкости III и IV класса соответственно (по классификации А.А. Ханина и М.И. Колосковой) (Ханин, 1969).



Рис. 1. Классификационная диаграмма В.Д. Шутова с фигуративными точками составов песчаников для пластов Ю11 и Ю12. Поля на диаграмме: I — песчаники мономиктовые кварцевые, II — кремнекласитокварцевые, III — полевошпат-кварцевые, IV — мезомиктовые кварцевые, V — собственно аркозовые; VI — граувакковые аркозы; VII — граувакки кварцевые, VIII — полевошпат-кварцевые, IX — собственно граувакки; X — граувакки кварц-полевошпатовые, XI — полевошпатовые; XII — песчаники не терригенного происхождения.

Таблица 1. Сравнительная таблица усреднённых основных литологических свойств песчаников пластов Ю₁¹ и Ю₁²

свойства песчаников		пласт	
		Ю ₁ ¹	Ю ₁ ²
медианный диаметр, мм		0,23 (0,19-0,28)	0,20 (0,11...0,30)
сортированность		1,37	1,88
состав, %	кварц	61 (60...62)	50 (48...51)
	ПШ	18 (15...20)	19 (17...23)
	ОП (включая слюды)	21 (18-24)	31 (29...33)
размер пор, мм		0,11 (0,02...0,20)	0,07 (0,01...0,13)
цемент, %	кальцитовый	8 (2...13)	15 (1,2...27,4)
	каолининовый	11 (10...13)	1,2
	гидрослюдистый	2,4	7,5 (6,6...8,2)
	сидеритовый	-	5 (2,5...7,0)
тип цемента		Поровый, пленочно-поровый	Поровый, пленочно-поровый
микротекстура		однородная	однородная, микрослоистая
пористость, %		24,2	14,5
проницаемость, мД		154,2	8,2
обстановка осадконакопления (по убыванию доли в разрезе)		нижний пляж, приливный канал, приливная дельта	приливная дельта, приливный канал, нижний пляж

Примечание. В скобках указаны минимальные и максимальные значения.

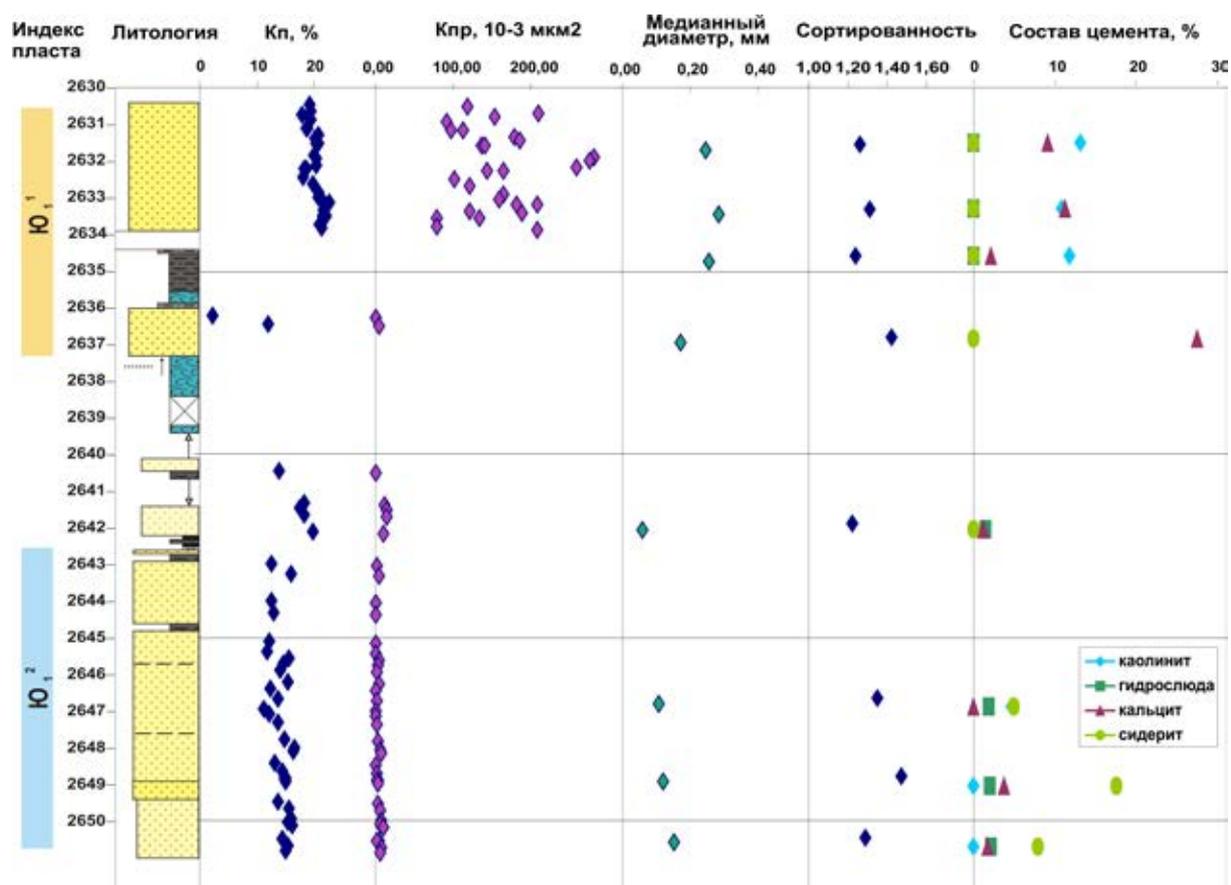


Рис. 2. Графики изменения литологических и петрофизических параметров с глубиной

Для выяснения причины неравномерности распределения пористости и проницаемости по разрезу необходимо выявить зависимости этих свойств от гранулометрического состава пород, степени их сортированности и вещественного состава обломочной части и цемента. Для решения данной задачи были рассчитаны парные коэффициенты корреляции (табл. 2) и построены диаграммы.

В песчаниках пласта Ю_1^1 пористость представлена межзерновыми сообщающимися порами удлиненной заливообразной формы размером 0,02–0,20 мм, полуизолированными и изолированными порами, распределенными неравномерно. Отмечаются частые микропоры в каолиновом цементе и внутризерновые растворения ПШ и обломков пород. Цемент порового типа представлен кальцитом (2–13 %) и каолинитом (10–13 %) и имеет неравномерное распределение. В меньшей степени в породах присутствует гидрослюдистый цемент (2,4 %) пленочно-порового типа. Пористость в песчаниках пласта Ю_1^2 образована межзерновыми сообщающимися порами прямоугольной, удлиненной и щелевидной формы, а также изолированными и полуизолированными порами размером 0,01–0,13 мм. Отмечены редкие микропоры в каолиновом цементе и внутризерновые поры растворения полевых шпатов и обломков пород. Цемент поровый кальцитовый (1,2–27,4 %) и каолиновый (1,2 %), а также пленочно-поровый гидрослюдистый (6,6–8,2 %) и сидеритовый (2,5–7 %). Коллекторские свойства пород ухудшаются с увеличением количества сидеритового и гидрослюдистого цемента, а улучшаются с увеличением доли каолинита в поровом пространстве.

Таблица 2. Парные коэффициенты корреляции петрофизических и литологических свойств песчаников пластов Ю₁¹ и Ю₁²

		Md	So	Каолинит	Гидро- слюда	Кальцит	Сидерит	Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород
Ю ₁ ¹	К _{по}	0,82	-0,08	0,26	-	-0,66	-	0,49	0,32	-0,45
	К _{пр}	0,64	0,12	-0,07	-	-0,60	-	0,32	-0,08	-0,10
Ю ₁ ²	К _{по}	-0,05	0,02	-0,11	0,33	-0,66	-0,11	-0,26	0,37	0,08
	К _{пр}	0,31	-0,02	-0,19	0,50	-0,26	-0,17	-0,39	0,47	0,20

Примечание. Критическое значение коэффициента корреляции 0,497 (при P<0,05). Жирным шрифтом выделены значимые коэффициенты корреляции.

Анализ зависимостей показал, что при большем медианном диаметре зерен пористость осадков значительно увеличивается (рис. 3). Проницаемость, так же как и пористость, имеет прямую зависимость от размера зерен. На изучаемом месторождении плохо отсортированные материалы в отличие от хорошо отсортированных характеризуются меньшей пористостью и проницаемостью. Обычно размер зерен в породах различен, что позволяет меньшим зернам располагаться в порах, образованных большими, с уменьшением при этом величины пористости. Отмечена прямая зависимость пористости от содержания обломочного кварца, выраженная в увеличении пористости с его возрастанием (рис. 4). Из этого следует, что в более зрелых песчаниках пористость выше, и это положительно влияет на коллекторские свойства. С увеличением количества полевых шпатов и обломков пород в песчаниках пласта Ю₁² пористость незначительно понижается.

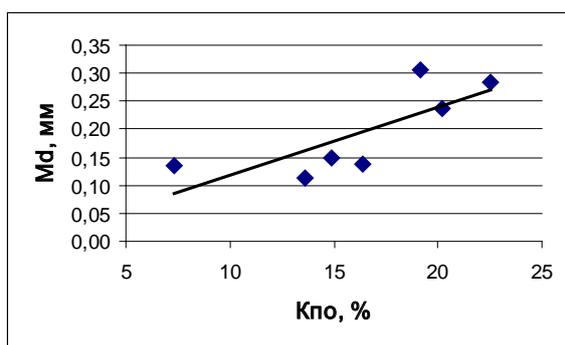


Рис. 3. Зависимость пористости от размерности зерен

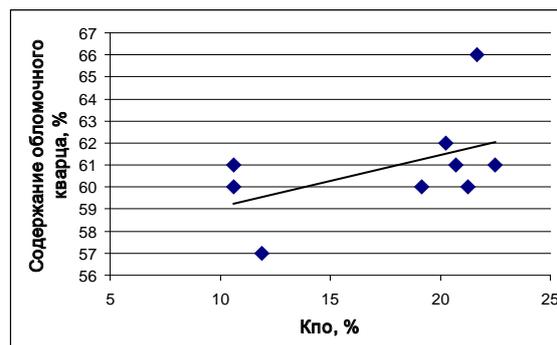


Рис. 4. Зависимость пористости от содержания обломочного кварца

Величина пор песчано-алевритовых пород сильно колеблется в зависимости от величины и формы зерен, плотности укладки и цементированности зерен. Среди контактов пласта Ю₁¹ преобладают точечные и линейные, реже встречаются изолированные и конформные. Породы пласта Ю₁² уплотнены в сильной или умеренной степени, среди межзерновых контактов преобладают линейные и точечные, в меньшей степени развиты конформные и изолированные.

Сравнительный анализ литологических особенностей двух пластов показал, что они заметно отличаются друг от друга — прежде всего составом обломочной части: породы пласта Ю₁¹ минералогически являются существенно более «зрелыми». В то же время однообразный состав обломков пород в исследуемых пластах указывает на постоянный источник сноса в процессе седиментации. Кроме изменения в составе, замедление седиментации привело к некоторому увеличению зернистости песчаников пласта Ю₁¹, улучшению их сортированности, изменению состава и типа цементов, что способствовало преобразованию структуры порового пространства. Это, в свою очередь, и стало основной причиной улучшения пористости и проницаемости пород пласта Ю₁¹. Другой причиной улучшения фильтрационно-емкостных свойств пласта Ю₁¹, возможно, могли послужить наложенные вторичные изменения, изучение которых на данном этапе исследований не проводилось. Таким образом, анализ результатов литологических и петрофизических исследований подтвердил существование зависимости коллекторских свойств от структуры и вещественного состава пород.

Литература

- Бетхер О.В., Вологодина И.В.* Осадочные горные породы. Учебное пособие. Томск: Изд-во НТЛ, 2007. 172 с.
- Запивалов Н.П., Минько В.А.* Геологическое строение Казанского газоконденсатного месторождения // Нефть и газ Тюмени. Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1970. Вып. 6. С. 39–43.
- Запивалов Н.П., Минько В.А.* Новые данные о геологическом строении Казанского газоконденсатного месторождения // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Зап. Сибири. Томск: ТГУ, 1970. Вып. 5. С. 27–32.
- Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород с основами методики исследования. М.: Высшая школа, 1984. 414 с.
- Фролов В.Т.* Литология. М.: Изд-во МГУ, 1992. Кн. 1 — 336 с.; Кн. 2 — 430 с.
- Ханин А.А.* Порода-коллекторы нефти и газа и их изучение. М.: Изд-во «Недра», 1969. 368 с.

**ТРЕЩИННЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ ПАЛЕЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОЛВИНСКОГО МЕГАВАЛА
И ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НГП**

В.А. Габриэлянц

*Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва,
Vagabri87@gmail.com*

Данная работа посвящена проблеме выявления связей между параметром трещиноватости и литологическими характеристиками карбонатных пород в месторождениях северной части Тимано-Печорской НГП. Объектом исследования являлись 6 месторождений в пределах Колвинского мегавала и Хорейверской впадины.

В работе рассмотрены закономерности распределения трещин в породах в зависимости от их структурно-текстурных особенностей (литотипов) на различных этапах тектонических напряжений.

Работа проводилась в три этапа. 1 этап. Была выполнена первичная обработка разрезов 14-ти скважин (1420 м кернового материала) и проведена типизация выделенных макротрещин. Оценка трещиноватости производилась в программе PathTracker, позволяющей определить их суммарную длину. По шрифтам определялась степень их раскрытости.

В пределах Колвинского мегавала на месторождениях выделяются 5 основных типов трещин. Субвертикальные, наклонные, субгоризонтальные, хаотические и микротрещины, выделяемые по наличию зон дробления. Далее они различаются по степени их минерализации и раскрытости. Наиболее часто в разрезах встречаются субвертикальные и слабо наклонные трещины как раскрытые, так и слабо минерализованные. Нередко слабо раскрытые трещины образуют системы. Системы хаотических трещин и зоны дробления носят локальный характер, редко продолжительны. Часто встречаются крупные раскрытые явно тектонические трещины.

Характер трещиноватости, наблюдаемый на месторождениях Хорейверской впадины, описывается как резко хаотический. Преобладают системы наклонных и хаотических трещин часто спорного генезиса. Зоны дробления по протяженности достигают 7 м. Отмечаются участки полностью залеченных трещин (рис. 1).

2. Выполнено исследование трещин на основании имеющихся данных микроскопии. При обобщении данных по их взаимопересечениям в разрезах скважин можно выделить следующие генерации разрывных нарушений. К первичным нарушениям сплошности пород следует отнести субгоризонтальные стилолитовые швы. Наиболее ранние трещинные проявления представлены относительно тонкими разностями по сравнению с последующими генерациями. Следующая генерация представлена более открытыми (до 0,03 мм) трещинами растяжения, частично залеченными кальцитом. К тому же в ряде скважин отмечаются субвертикальные стилолиты, свидетельствующие об интенсивном тектоническом латеральном сжатии пород. Следующим этапом трещинообразования было формирование сети тонких хаотических или

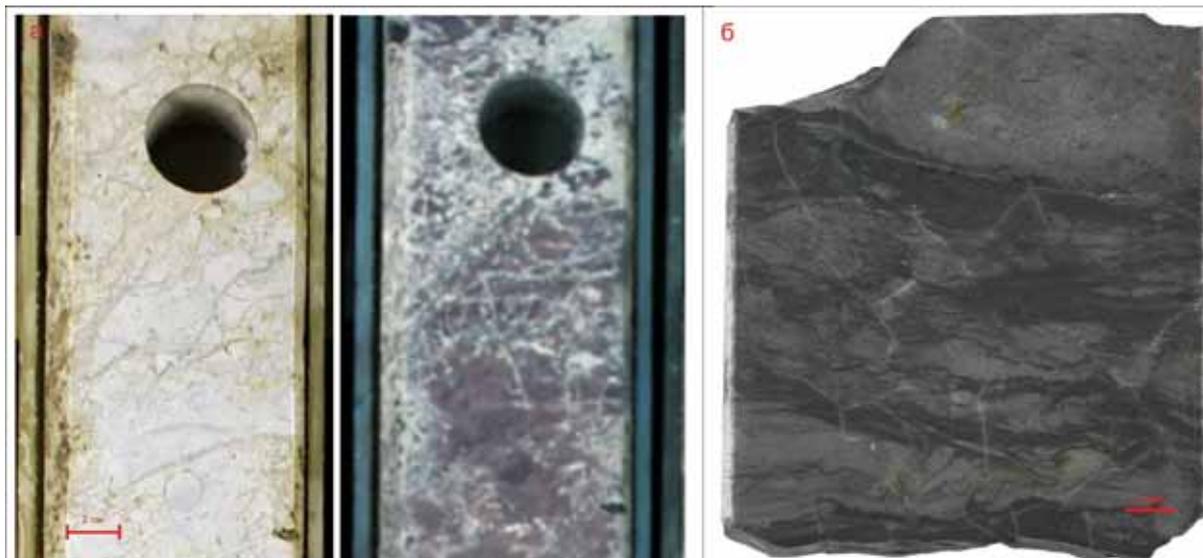


Рис. 1. Хаотическая трещиноватость. а — Колвинский мегавал, участок керна в н.у. и у.ф.; б — Хорейверская впадина, образец в н.у.

субпараллельных трещин. Их протяженность часто значительна, но визуально ограничена исследуемым материалом. К самым последним относятся крупные тектонические трещины без следов минерализации на стенках.

3. Полученные данные количественной оценки трещиноватости были привязаны к ранее выделенным литотипам (46 видов). Были построены диаграммы распределения в них средневзвешенной трещиноватости (рис. 2, 3). Выявлены литотипы с наибольшим количеством нарушений. Кроме того, выделяются участки с аномальными значениями трещиноватости.

Количественная оценка трещиноватости для зон дробления при составлении диаграмм и выявлении закономерностей проводилась при помощи введения коэффициентных значений. Наиболее широко это использовалось при исследованиях месторождений Хорейверской впадины.

Месторождения Колвинского мегавала протягиваются вдоль центральной зоны этого поднятия (Багринцева, 1982). Породы — преимущественно известняки с различными структурно-текстурными особенностями. Значения трещиноватости преимущественно низкие с редкими аномальными пиками.

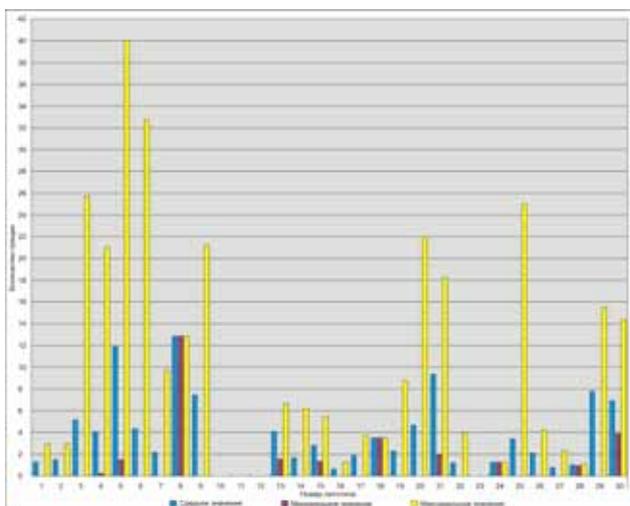


Рис. 2. Количественное распределение параметра трещиноватости в литотипах месторождений северной части Колвинского мегавала

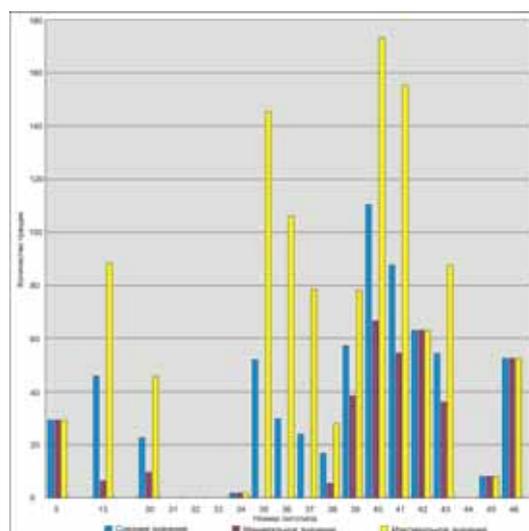


Рис. 3. Количественное распределение параметра трещиноватости в литотипах месторождений восточной части Хорейверской впадины

Месторождения Хорейверской впадины приурочены к восточному краю элемента и граничат с валом Сорокина (Багринцева и др., 2003; Мусихин и др., 2012). Породы — преимущественно доломиты. Характер трещиноватости очень неравномерный. От 10 трещин на метр до зон дробления протяженностью до 7 метров.

Формирование разновозрастных пород на данных двух тектонических структурах и их последующая деформация происходили в условиях проявления геостатического и боковых давлений, субгоризонтальных и предположительно малоамплитудных субвертикальных тектонических движений. Учитывая местоположение исследуемых участков в зонах разной активности, тем не менее, можно проследить направление воздействия на провинцию, оказанного в процессе формирования горной системы Урала.

Литература

Багринцева К.И., Дмитриевский А.Н., Бочко Р.А. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., СПб.: Иван Федоров, 2003. 264 с.

Багринцева К.И. Трещиноватость осадочных пород. М.: Недра, 1982. 256 с.

Мусихин А.Д., Осинцева Н.А., Сивальнева О.В., Кутаева И.А. Условия формирования пород-коллекторов фаменских отложений центральной части восточного борта Хорейверской нефтегазоносной области Тимано-Печорской провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 2.

МИГРАЦИЯ СУЛЬФИДОВ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ (НА ПРИМЕРЕ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Ю.О. Гаврилов

Геологический институт РАН, Москва, gavrilov@ginras.ru

В обогащенных органическим веществом отложениях и смежных с ними слоях (горизонтах) довольно часто отмечаются следы миграции сульфидного вещества, возникавшие на относительно ранних стадиях постседиментационной истории пород. Следует различать два типа геологических объектов, в которых этот процесс реализуется: 1) недеформированные углеродистые отложения и 2) деформированные толщи с более или менее отчетливо развитым кливажом. В первом случае, как было ранее показано (Гаврилов, 2010), миграция сульфидного вещества происходила в относительно слабо литифицированных осадках на стадии диагенеза и осуществлялась в виде гелеобразных моносльфидов преимущественно вниз под действием ряда факторов, в том числе под действием гравитационных сил. Следствием такой миграции могло быть образование на литологически и геохимически контрастных границах сульфидных пластов, протягивающихся на значительные расстояния (многие десятки и первые сотни километров в углеродистых толщах платформ).

Второй тип объектов представлен черносланцевыми толщами складчатых поясов, где также часто отмечаются следы миграции сульфидного вещества, но иного морфологического типа — в виде относительно небольших (от первых см до нескольких дециметров) субвертикальных тел, которые обычно интерпретируются как проявления гидротермальных или гидротермально-осадочных процессов. При проведении исследований ниже-среднеюрских терригенных отложений Большого Кавказа такие образования отмечались нами как в зонах, приближенных к полиметаллическим месторождениям, так и вне какой-либо связи с ними. Однако, важно подчеркнуть, что такого рода проявления миграции сульфидов встречаются не повсеместно, а приурочены к тем зонам, где глинистые породы претерпели существенные вторичные изменения, а именно в областях развития в них кливажа.

Залегающие в глинистых сланцах сульфидные образования этого типа имеют различную форму: стяжения, трубкообразные и пирамидальные тела. *Стяжения* представляют собой уплощенные с боков линзы часто сложной, прихотливой формы, ориентированные и удлиненные субвертикально вдоль кливажных плоскостей (рис. 1). Размеры: толщина 0,5–3 см, длина до

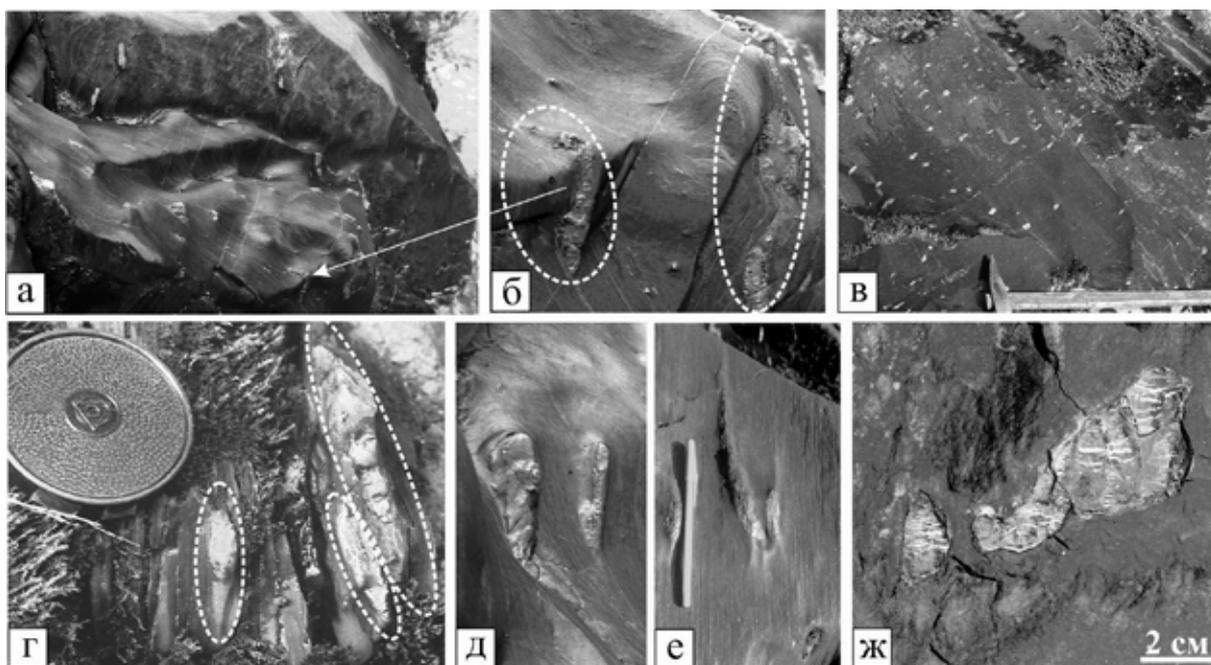


Рис. 1. Субвертикальные сульфидные стяжения, ориентированные вдоль плоскостей кливажа в глинистых сланцах. а, в — общий вид глинистых сланцев с включениями субвертикальных сульфидных линзочек (белые вкрапления); б, г-е — сульфидные стяжения; кливаж ориентирован вертикально; ж — сульфидное стяжение на кливажной плоскости с трещинками синерезиса, заполненными силикатными минералами

5–15 см. Насыщенность пород такими стяжениями может быть весьма высокой (рис. 1а, в). Трубнообразные сульфидные образования в диаметре обычно 1–3 см, в длину 5–30 см и более (рис. 2). Заполнены они сульфидной преимущественно пиритовой массой. Трубочки бывают различными: некоторые сужаются к основанию и по форме напоминают узкий удлиненный кубок (рис. 2а–в); в Южном Дагестане отмечены тонкие трубочки (диаметр обычно не более 1 см), которые достигают в длину нескольких дециметров. В поперечном срезе они могут иметь линзовидную, эллипсовидную, округлую форму. Располагаются вдоль плоскостей кливажа или в субкливажном направлении. Кливажные плоскости обычно их облекают. В разрезе по р. Аварское Койсу (Дагестан) в горизонтах чистых черных сланцев отмечены субвертикальные *пирамидальные* сульфидные тела в виде нескольких залегающих друг на друге шарообразных стяжений.

Внутри стяжений и трубочек структура сульфидной массы на одних участках сливная, гомогенная, на других неоднородная, пятнистая. Относительно крупные кристаллики сульфидов встречаются редко, они обычно инкрустируют некоторые стяжения с поверхности.

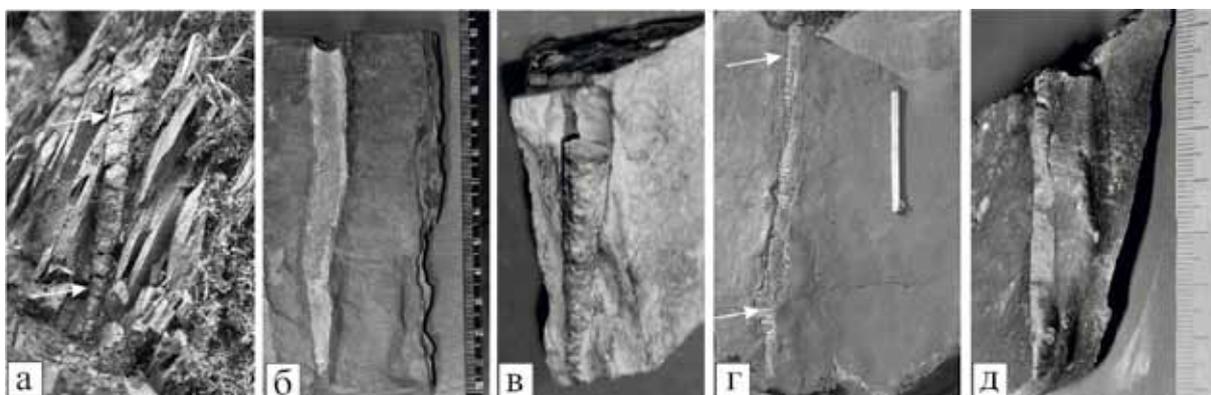


Рис. 2. Трубнообразные сульфидные образования в кливажированных глинистых сланцах. На рис. 2а положение сульфидной трубки, возникшей на начальных этапах формирования кливажа, несколько отличается от современной ориентации кливажных плоскостей

В субвертикальных сульфидных образованиях часто встречаются тонкие трещинки, ориентированные субгоризонтально и заполненные светлыми по окраске минералами — кварцем или слоистыми силикатами (рис. 1ж). Генетически их можно определить как трещинки синерезиса, возникающие при старении гелевидной минеральной массы.

В сланцах нами иногда отмечались слои сульфидных линзочек, залегающих вдоль седиментационной слоистости, т.е. аналогичные сульфидным конкрециям диагенетического происхождения. Однако, в то же время наблюдалась отчетливая частичная переориентация сульфидной массы этих конкреций вдоль кливажных плоскостей (рис. 3). Причем это изменение морфологии стяжений не могло быть следствием простого механического изменения первоначального положения стяжений, а возникло вследствие воздействия стрессовых нагрузок на глинистую породу и на заключенные в ней гелевидные сгустки сульфидного вещества, которые сформировались в диагенезе, но к тому времени ещё не раскристаллизовались и не окаменели. То есть в этих случаях имеется некоторая «двойственность» в характере морфологии сульфидных стяжений: с одной стороны они, будучи по своей природе диагенетическими, располагаются вдоль седиментационной слоистости, с другой — их форма контролируется также и кливажом.

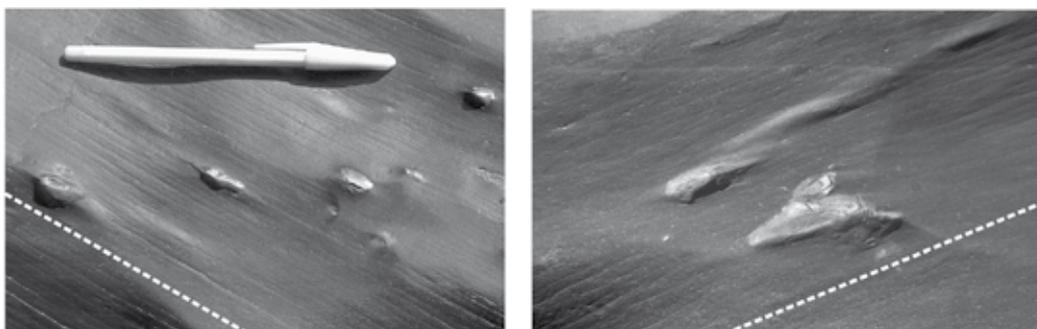


Рис. 3. Переориентация гелеобразной сульфидной массы диагенетических конкреций вдоль плоскостей кливажа (направление плоскостей показано пунктирными линиями)

Таким образом, по ряду признаков, присущих сульфидным телам рассматриваемого типа, их формирование было связано с перемещением сульфидного вещества преимущественно в гелеобразном виде и в гораздо меньшей степени в виде растворов, которые возникали как конечный продукт тиксотропии.

Характеристика осадочных толщ со следами миграции сульфидов. Важно подчеркнуть, что следы миграции сульфидов встречаются не в любых терригенных породах, а приурочены к осадочным толщам, которым присущи две характерные черты. *Во-первых*, они представлены чистыми глинистыми осадками без более грубой примеси, без прослоев песчаников или алевролитов, в связи с чем в этих гомогенных отложениях бывает довольно сложно установить характер залегания пород. Первоначально глинистые отложения были в той или иной степени обогащены органическим веществом (ОВ). В настоящее время их окраска темно-серая, близкая к черной. В тех случаях, когда в глинистых отложениях появляются прослой песчаников или алевролитов, субвертикальные сульфидные тела исчезают, но в этих прослоях нередко встречается рассеянная сульфидная минерализация в виде мелких кристалликов. *Во-вторых*, вмещающие отложения должны быть кливажированы; вне зон развития кливажа следы миграции сульфидов рассматриваемого типа нами не отмечались.

Время миграции сульфидного вещества. То обстоятельство, что субвертикальные сульфидные тела развиты только в зонах развития кливажа, свидетельствует о генетической связи миграции сульфидов с его образованием. Учитывая, что формирование кливажа было длительным процессом и импульсы стресса проявлялись неоднократно (Гаврилов, 2005), миграция сульфидов началась, видимо, уже на начальных стадиях его развития. На это указывает, например, то, что ориентация некоторых сульфидных трубок близка, но не вполне совпадает с ныне существующим положением кливажных плоскостей (рис. 2а), то есть

окончательный структурный план кливажа сформировался уже после смятия слоев в складки, а миграция сульфидов началась еще до этого. Кроме того, кливажные плоскости огибают сульфидные трубочки и субвертикальные линзы, что указывает на более позднее завершение образования кливажа по отношению ко времени формирования сульфидов. Весьма важным для рассматриваемой проблемы является вопрос о времени проявления первых импульсов стресса и начала формирования кливажа. Обычно предполагается, что стрессовые нагрузки нижне-среднеюрская толща испытывала после окончания ее накопления, т.е. в предкелловейское время. Допускается также, что складчатые деформации происходили на границе аалена и байоса, во время региональной тектонической перестройки (Ломизе, Панов, 2000 и др.). Наши исследования установили наличие большего количества стрессовых импульсов, а именно в середине плинсбаха, в начале раннеюрского времени, на границе тоара и аалена (Гаврилов, 2005), то есть они были конседиментационными по отношению к толще нижней юры. Возможно, что их интенсивность была меньше, чем аален/байосского и предкелловейского, но вполне достаточна, чтобы в осадочных толщах начал формироваться кливаж. Эти импульсы сменялись периодами смены знака направления стресса, т.е. этапами растяжения (модель Cloetingh, 1985 и др.). Таким образом, стресс воздействовал на осадки в относительно скором времени после их накопления.

Имеющиеся данные, с одной стороны, свидетельствуют об образовании гелеобразного сульфидного вещества (моноссульфидов) на стадии диагенеза осадков, а с другой, о ремобилизации и миграции этой сульфидной массы на стадии формирования кливажа, т.е. эти процессы происходили не одновременно. В связи с этим возникает вопрос: как объяснить кажущееся противоречие — разрыв во времени между раннедиагенетическим происхождением моноссульфидов и более поздним проявлением стрессовых нагрузок и формированием кливажа? Нам представляется, что ответ на этот вопрос заключается в следующем.

Как отмечалось ранее (Гаврилов, 2010), для перехода моноссульфида в неподвижную дисульфидную форму требуется появление в системе окислителя (обычно кислорода). Однако, следы миграции сульфидов обычно обнаруживаются в монотонных глинистых толщах, обогащенных ОВ, и мощностью не менее 10–15 м, т.е. в отложениях, в которых можно с большой долей уверенности предполагать существование бескислородных условий. Отсутствие O_2 в системе осадков являлось, видимо, решающим фактором в сохранении моноссульфидов достаточно длительное время — десятки–сотни тысяч лет, а возможно, и первые миллионы — до тех пор, пока эта система не начинала претерпевать существенные изменения. Стрессовые импульсы, приводившие к литологическим, минералогическим и геохимическим изменениям пород, неизбежно должны были обусловить уход из системы осадочной толщи большого количества захороненных вод, в том числе высвобождающихся при перекристаллизации слоистых силикатов. Одновременно происходила миграция гелеобразных веществ, в частности моноссульфидов. Возможно, что к этому времени гель уже начинал стареть, но сопровождавшие сжатие сейсмические удары приводили к проявлению тиксотропных свойств гелеобразных веществ, их разжижению и повышению способности к миграции. Отсутствие в толще прослоев песчаников и алевролитов не позволяло подвижным веществам мигрировать в латеральном направлении или вниз, как это бывает в толщах переслаивания, — перемещение веществ осуществлялось преимущественно вверх.

Стресс обуславливал удаление вод не только из черных сланцев с сульфидными телами, но и из залегающих ниже горизонтов переслаивания, в которых присутствовал кислород. Проникновение этих кислородсодержащих вод могло способствовать переходу моноссульфидов в дисульфиды и локализации сульфидных образований (линз, трубочек) на определенных уровнях. Кроме того, кислород мог появляться в породах вследствие перекристаллизации осадочного материала при формировании кливажа.

Для лавинного развития процесса миграции сульфидов и образования достаточно крупных рудных тел, по нашему мнению, наиболее благоприятным условием (наряду с перечисленными выше) является образование разрывного нарушения листрического типа, плоскость сместителя которого проходила бы вдоль горизонта черных сланцев. Последние, в силу своих механических свойств, являются наиболее благоприятными породными интервалами для образования при

стрессовых напряжениях субгоризонтальных срывов, а в дальнейшем крупных разрывных нарушений. Соответственно, в подобных случаях возникали бы благоприятные условия для мобилизации значительных количеств миграционноспособной массы моносulfидов из черносланцевых отложений и локализации ее в геохимически благоприятных для этого зонах осадочной толщи уже в виде скоплений дисulfидов.

Как видим, важным условием развития процесса миграции sulfидного вещества является наличие в разрезах терригенных толщ горизонтов глинистых отложений, обогащенных ОВ. Их накопление не случайно, а связано с периодами развития быстрых, как правило, эвстатических трансгрессий. Таких периодов в развитии бассейна Большого Кавказа было несколько: начало позднего плинсбаха, вторая половина раннего тоара, вторая половина раннего аалена и др. (Гаврилов, 2005). Эти интервалы отложений, а также залегающие непосредственно над ними толщи могут рассматриваться как потенциально рудоносные.

Таким образом, то, насколько успешно реализовывалось явление миграции sulfидного вещества, зависело от совокупности нескольких факторов: *седиментационного* — накопление углеродистых осадков на фоне быстрых эвстатических трансгрессий, *диагенетического* — формирование моносulfидов в обогащенных ОВ глинистых осадках в условиях дефицита кислорода, *тектонического* — проявление импульсов стресса, вызывавших развитие кливажа и вертикальную миграцию растворов, а также усиление сейсмической активности, что способствовало тиксотропии гелей и увеличению их миграционной способности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 12-05-01138.

Литература

Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постдиагенетические преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 301 с.

Гаврилов Ю.О. Диагенетическая миграция sulfидов в отложениях различных обстановок седиментации // Литология и полезн. ископаемые. 2010. № 3. С. 133–150.

Ломизе М.Г., Панов Д.И. Среднеюрская перестройка тектонического режима на Кавказской окраине Тетиса // Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии. М.: МГГА, 2000. С. 34–36.

Cloetingh S. Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea level // Geology. 1986. V. 14. № 7. P. 617–620.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ ОАЕ 2 В ВОСТОЧНО-КАВКАЗСКОМ БАССЕЙНЕ СЕВЕРНОГО ПЕРИТЕТИСА: СЕДИМЕНТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, БИОТА

Ю.О. Гаврилов, Е.А. Щербинина, О.В. Голованова, Б.Г. Покровский

Геологический институт РАН, Москва, yugavrilov@gmail.com

В разрезах мела океанов и эпиконтинентальных морей выделяются уровни отложений, обогащенных органическим веществом (ОВ) и соответствующих так называемым глобальным «океанским аноксическим событиям» (Oceanic Anoxic Events, OAEs) (Arthur et al., 1987; Schlanger et al., 1987 и др.). Они характеризуются резкими аномалиями изотопов углерода и кислорода, широким развитием обстановок дефицита кислорода, вплоть до аноксических, накоплением обогащенных ОВ отложений, перестройками состава морской биоты и др. Все эти признаки характерны также для события ОАЕ 2, произошедшего в конце сеноманского времени. Поскольку углеродная аномалия зафиксирована как в морских отложениях, так и в растительных остатках континентальных толщ (Hasegava, 1999), по нашему мнению, событие ОАЕ 2 можно классифицировать как биосферное.

В осадочной летописи северо-восточного Перитетиса позднесеноманское событие выражено весьма отчетливо, и прежде всего та его часть, которая представлена горизонтом высокоуглеродистых отложений (мощность до 1 м). Эти отложения описаны в разных районах Крымско-Кавказской области, но в наиболее полном виде они развиты в разрезах Восточного

Кавказа. В Дагестане отложения переходного сеноман/туронского интервала изучены в 7 разрезах, степень стратиграфической полноты которых различна: выделяются разрезы с полным комплексом отложений, соответствующих событию ОАЕ 2, разрезы, в которых сохранился только горизонт обогащенных ОВ пород, и разрезы с полностью эродированными во время раннетуронской регрессии отложениями ОАЕ 2.

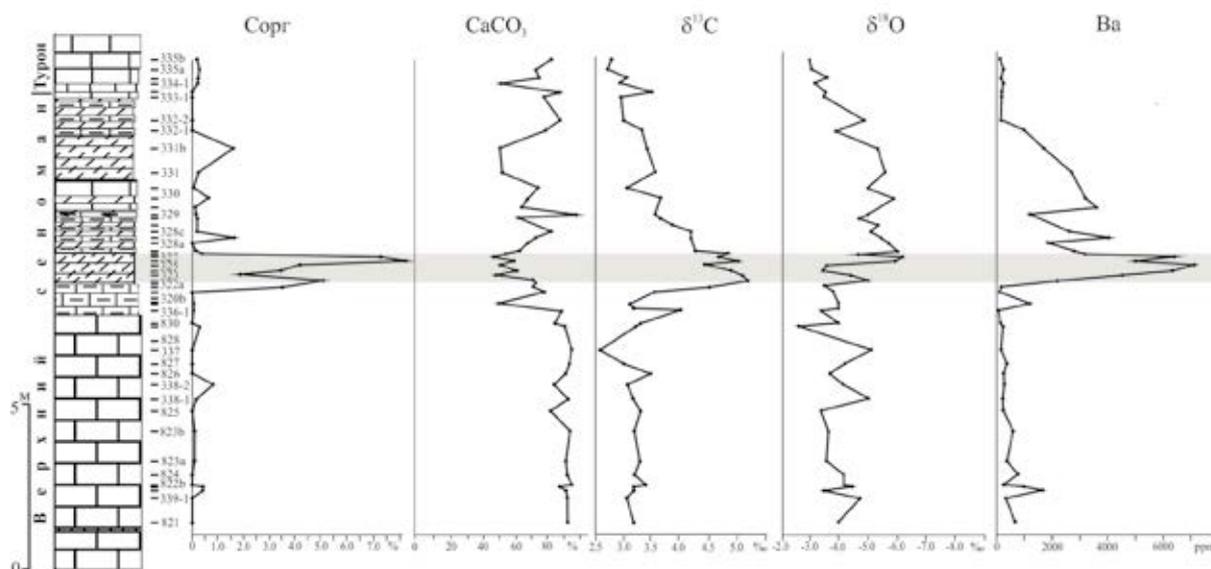
В разрезах прослежена последовательность появлений и исчезновений первичных и вторичных зональных маркеров нанопланктона, что позволило выделить в сеноман-туронском интервале все зональные подразделения по стандартным нанопланктонным шкалам и с высокой точностью скоррелировать отложения ОАЕ 2 с их аналогами в других районах мира.

Для отложений ОАЕ 2 характерна отчетливо выраженная циклическая структура. В обогащенных ОВ отложениях выделяются 11–12 циклитов толщиной до 15–17 см, которые состоят из чередующихся слоев черных мергелей (в основании) и серых глинистых известняков. Горизонт углеродистых отложений и непосредственно подстилающие и перекрывающие его слои отвечают единому осадочному циклу более крупного порядка.

В пределах углеродистого горизонта, по сравнению с вмещающей толщей, резко меняются литолого-геохимические и биотические характеристики. Наиболее ярко выраженными геохимическими чертами отложений ОАЕ 2 являются положительная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ и отрицательная $\delta^{18}\text{O}$. Изменения значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в стратиграфически наиболее полном разрезе «Аймаки» вполне закономерны (рисунок). В породах, залегающих ниже отложений ОАЕ 2, величина $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от 2,7 до ~3,5 ‰. Относительное повышение значений $\delta^{13}\text{C}$ отмечается уже в подстилающем слое. Переход к обогащенным ОВ отложениям сопровождается ростом значений $\delta^{13}\text{C}$ до 5 ‰ и более. Однако, внутри пласта эти значения не одинаковы: максимальные — в нижней (5,1–5,2 ‰) и верхней (5–5,6 ‰) частях горизонта, в средней части наблюдается их относительное уменьшение до 4,4–4,8 ‰. Выше значения $\delta^{13}\text{C}$ постепенно снижаются и достигают минимальных величин в низах туронской толщи. Сходная картина в поведении $\delta^{13}\text{C}$ наблюдается и в других разрезах Дагестана.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ также закономерно меняются. В самом основании горизонта углеродистых отложений и в его верхней части выделяются два резко отрицательных пика $\delta^{18}\text{O}$, разделенных позитивным сдвигом в средней части пласта. Низкие значения присущи отложениям самых верхов сеномана и только непосредственно у границы с туроном $\delta^{18}\text{O}$ существенно возрастает. Таким образом, нижняя граница обеих изотопных аномалий довольно резкая, тогда как восстановление значений до предкризисных величин происходит постепенно.

Внутри горизонта углеродистых отложений значения $\delta^{13}\text{C}$ не показывают корреляции с содержаниями $\text{C}_{\text{орг}}$ или CaCO_3 в отличие от значений $\delta^{18}\text{O}$, для которых такая корреляция



Литологическая колонка переходных отложений от сеномана к турону в разрезе «Аймаки» (Дагестан) и распределение в них $\text{C}_{\text{орг}}$, CaCO_3 , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, Ba

прослеживается. В разрезах с циклической структурой увеличение содержаний $C_{\text{орг}}$ (на несколько %) нередко сопровождается некоторым уменьшением значений $\delta^{18}\text{O}$ (до 1 ‰). Повидимому, такое поведение $\delta^{18}\text{O}$ обусловлено влиянием диагенетических процессов.

ОВ в породах верхнего сеномана присутствует в различной форме. В прозрачных шлифах углеродистых пород видно, что преобладает бесструктурное ОВ, соответствующее коллоальгиниту. ОВ часто образует тонкие слойки, цепочки линзочек длиной от сотых долей до нескольких мм. Для бесструктурного ОВ характерна бурая окраска различных оттенков. Пиролитические исследования показывают, что ОВ в высокоуглеродистых слоях ОАЕ 2 отличается от ОВ вмещающих отложений верхнего сеномана. В отложениях, образовавшихся до и после ОАЕ 2, величина водородного индекса (НІ) в большинстве образцов менее 200 мг УВ/г ТОС, т.е. соответствует керогену II–III типа. В самих углеродистых породах ОАЕ 2 значения НІ возрастают, достигая значений 500–700 мг УВ/г ТОС (кероген I–II типов). Вместе с тем в этом горизонте имеются прослойки с низким содержанием $C_{\text{орг}}$ и невысокой величиной НІ, которая опускается до 130 (кероген III типа). Эти данные свидетельствуют о том, что при накоплении углеродистых осадков в них существенную роль играло бассейновое ОВ при резко подчиненной доле ОВ, поступавшего с суши; периодически соотношение между ними менялось, и доля бассейнового ОВ падала, а наземного, напротив, существенно возрастала.

В углеродистых отложениях ОАЕ 2 и вмещающей их толще изучено поведение ряда химических элементов. Часть из них демонстрирует ярко выраженную тенденцию к концентрации в обогащенных ОВ отложениях (V, Ni, Cu, Zn, Mo, Se, S; в меньшей степени Fe, P, Co, Cr, Rb, Sr.), другие слабо реагируют на увеличение содержания ОВ или не реагируют вообще (Ti, Pb, Ga и Ge), наконец, содержания третьих уменьшаются (Mn, CaCO_3). Схожие тенденции наблюдаются также в отложениях других аноксических событий Северного Перитетиса — ОАЕ 1a (Selly) и на палеоцен/эоценовой границе (PETM) (Гаврилов и др., 1997, 2002).

Одним из элементов, содержания которого резко меняются на интервале отложений ОАЕ 2, является барий. Если в подстилающих отложениях его среднее содержание — около 400 ppm, то в углеродистых отложениях содержание Ba возрастает почти до 6000 ppm, т.е. в среднем более чем на порядок. В отложениях над углеродистым горизонтом содержание $C_{\text{орг}}$ резко падает, а количество Ba уменьшается в них лишь немногим более чем в 2 раза (~2500 ppm) и только в вышележащей пачке сокращается до уровня, предшествовавшего накоплению углеродистых осадков (~350 ppm), то есть постепенно. Аналогично Ba ведет себя в отложениях ОАЕ 2 других разрезов Дагестана. Высокие содержания Ba характерны также для отложений ОАЕ 2 западных районов Крымско-Кавказской области: в Крыму (разрез «Аксудере») они достигают 4100–6200 ppm. Повышение содержания Ba в отложениях ОАЕ 2, видимо, вообще является устойчивой закономерностью. Так, в разрезах центральной Италии в породах этого интервала концентрации Ba достигают значений в 1,4% (Turgeon, Brumsack, 2006). Поведение Ba в отложениях ОАЕ 2 определялось как интенсивностью биопродуктивности различных форм биоты, так и процессами диагенеза в восстановительных условиях углеродистых осадков.

Характер распределения элементов в значительной мере определяется циклическостью отложений ОАЕ 2, обусловленной вариациями в содержании $C_{\text{орг}}$ и CaCO_3 : в обогащенных $C_{\text{орг}}$ нижних частях циклитов концентрации максимальны, в верхних они уменьшаются, но остаются заметно выше, чем в отложениях, подстилающих и перекрывающих ОАЕ 2. Несмотря на то, что для многих элементов характерна положительная корреляция с концентрацией $C_{\text{орг}}$, не всегда наибольшим содержаниям $C_{\text{орг}}$ соответствуют максимальные концентрации элементов, то есть между ними отсутствует количественная прямо пропорциональная зависимость.

Изучение изменений в составе комплексов нанопланктона переходных сеномантуронских отложений показало, что палеоэкологические изменения в ходе события ОАЕ 2 сопровождалось относительным похолоданием. В то же время соотношение изотопов кислорода может свидетельствовать об относительном потеплении климата или распреснении вод бассейна. Последнее представляется возможным в некоторых частях бассейна, исходя из общей существенной обедненности нанопланктонных ассоциаций этого интервала и увеличении численности видов, резистентных к таким изменениям среды (*Watznaueria* spp.). После окончания накопления обогащенных ОВ отложений предкризисное соотношение

таксонов наннопланктона восстановилось примерно на уровне завершения изотопно-углеродного сдвига. Это свидетельствует о том, что нормализация палеоэкологических условий происходила постепенно и относительно неблагоприятные для нанофлоры условия сохранялись продолжительное время после завершения наиболее критических обстановок, отвечающих периоду накопления обогащенных ОВ отложений.

Событие ОАЕ 2 традиционно относится к наиболее ярко выраженным глобальным событиям, во время которых развивались аноксидные обстановки в наддонных водах морей и океанов (Arthur et al., 1987; Schlanger et al., 1987 и др.). Полученные нами данные не дают основания предполагать существование долговременных устойчивых аноксидных обстановок в позднесеноманском бассейне Восточного Кавказа. В пользу пониженного содержания кислорода в придонных водах может свидетельствовать количественное сокращение или исчезновение бентосной фауны. Вместе с тем в отложениях ОАЕ 2 Дагестана установлены относительно невысокие содержания Мо, Se, достигающие соответственно 40 и 15 ppm, тогда как редокс-чувствительные элементы обычно активно накапливаются в осадках бассейнов с устойчивым сероводородным заражением вод и их содержания гораздо более высокие. Например, в палеоцен/эоценовом аноксидном бассейне (событие PETM) концентрации Мо в высокоуглеродистых осадках достигают 300–400 ppm, а в некоторых образцах — 1700 ppm, содержания Se — 80–280 ppm (Гаврилов и др., 1997; Гаврилов, Щербинина, 2004). Нужно также иметь в виду, что глубина позднесеноманского моря была сравнительно небольшой, а это могло ограничивать процесс развития аноксии. Поэтому, по нашему мнению, если аноксидные обстановки в наддонных водах и возникали, то, во-первых, охватывали сравнительно небольшую часть столба воды, во-вторых, в связи с цикличностью седиментации степень дефицита кислорода могла существенно варьировать во время формирования углеродистого горизонта, и, наконец, вследствие относительной мелководности водоема аноксия должна была ослабевать в периоды усиления его гидродинамической активности.

Поскольку устойчивой аноксии в водах позднесеноманского бассейна Восточного Кавказа не было, она не могла быть основной причиной накопления углеродистых осадков. Другим фактором, который мог привести к образованию обогащенных ОВ осадков, был интенсивный рост биопродуктивности органикостенного фитопланктона и бактериопланктона.

Образование углеродистого горизонта во время ОАЕ 2 наиболее удовлетворительно объясняется поступлением в водоем биофильных элементов с прибрежных наземных ландшафтов при развитии быстрой эвстатической трансгрессии. Эта модель разрабатывалась на основе анализа условий образования обогащенных ОВ осадков раннего тоара Кавказа, аптских отложений Русской плиты (событие ОАЕ 1a), палеоцен/эоценового аноксического события (PETM) в северном Перитетисе (Гаврилов, 1994; Гаврилов и др. 1997, 2002; Гаврилов, Щербинина, 2004).

Накоплению в осадках ОВ способствовали следующие обстоятельства. Многочисленные литологические данные показывают, что трансгрессиям, во время которых накапливались высокоуглеродистые осадки, неизменно предшествовали регрессивные эпизоды. Во время этих регрессий по периферии морей и вокруг архипелагов обнажались обширные пространства морского дна, на которых возникали озерно-болотные ландшафты, где происходило быстрое накопление ОВ (как растительного в твердой фазе, так и растворенного). Кислая среда торфяников способствовала переводу в раствор многих элементов, в том числе биофильных. Таким образом, во время регрессии возникали специфические геохимически активные прибрежные ландшафты, где скапливались реакционноспособные вещества (ОВ, P, N, Fe и др.). Позднее регрессию сменяла быстро развивавшаяся трансгрессия, во время которой наступавшее на сушу море активно взаимодействовало с этими ландшафтами и обуславливало вынос в водоем значительных масс биофильных элементов. Вовлечение биофилов в биологический цикл приводило к интенсивному цветению фито- и бактериопланктона, обогащению осадков ОВ, иногда развитию аноксидных обстановок в придонных частях столба воды. Причем в условиях пологого рельефа даже относительно небольшой подъем уровня моря приводил к затоплению обширных территорий и мобилизации оттуда значительных количеств веществ, которые при поступлении в водоемы обуславливали резкий рост биопродуктивности.

Трансгрессия была быстрой, но развивалась неравномерно, о чем свидетельствует цикличность отложений. Наступление моря на сушу периодически замедлялось или даже приостанавливалось, что было обусловлено короткопериодными флуктуациями уровня моря, по-видимому, связанными с прецессионными циклами Миланковича. Такая прерывистость трансгрессии приводила к уменьшению поставки в море биофилов, падению биопродуктивности фито- и бактериопланктона и накоплению менее обогащенных ОВ осадков, преимущественно более карбонатных. После завершения трансгрессии и прекращения поступления в водоем биофильных элементов интенсивное цветение фитопланктона постепенно заканчивалось и, соответственно, прекращалось обогащение илов ОВ.

Такой механизм формирования углеродистых отложений вполне удовлетворительно объясняет происхождение относительно маломощных их горизонтов (аналогичных ОАЕ 2), распространенных на значительной территории. Как видим, одним из важнейших элементов сценария формирования обогащенных ОВ отложений, общим для ряда мезо-кайнозойских биосферных событий, являются эвстатические колебания уровня моря разного знака, порядка и магнитуды.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 12-05-01138 и Программы Президиума РАН № 27.

Литература

Гаврилов Ю.О. О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1994. Вып. 1. С. 305–311.

Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г. Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.

Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. Раннемеловой аноксический бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 359–380.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А. Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 493–531.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г. Позднесеноманское аноксическое событие (ОАЕ 2) в разрезе Аймаки Горного Дагестана // Бюл. МОИП. 2009. Т. 84. Вып. 2. С. 94–108.

Arthur M.A., Schlanger S.O., Jenkyns H.C. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, II. Paleooceanographic controls on organic matter production and preservation // Marine Petroleum Source Rocks, Geol. Soc. London., Spec. Publ. 1987. V. 26. P. 401–420.

Hasegawa T. Cenomanian–Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1997. V. 130. P. 251–273.

Schlanger S.O. et al. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1987. V. 26. P. 371–399.

Turgeon S., Brumsack H.-J. Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche Basin of central Italy // Chem. Geol. 2006. V. 234. P. 321–339.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПРИ ПРОХОЖДЕНИИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГОЛОЦЕНОВЫХ ЦУНАМИ НА ЮЖНЫХ КУРИЛАХ

Л.А. Ганзей, Н.Г. Разжигаета, Т.А. Гребенникова

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, lganzev@tig.dvo.ru

При реконструкции палеоцунами на Южных Курилах одной из целей исследований был анализ особенностей осадконакопления при прохождении разновозрастных цунами разного масштаба. Изучение осадков современных цунами позволило выявить факторы, контролирующие особенности осадконакопления при разной интенсивности волны на побережьях, имеющих разное строение и ориентацию по отношению к фронту цунами. Установлено, что цунами

приводит к накоплению осадков разнообразного состава, что связано не только с особенностями трансформации волны, но и строением подводного берегового склона, зоны затопления и источниками питания. Зона осадконакопления была расположена на некотором удалении от береговой линии, приурочена к понижениям в рельефе, площадь ее была меньше территории, затапливаемой цунами. Выявлены особенности структурно-вещественного состава — сходство и отличие с другими прибрежно-морскими фациями. Как правило, материал цунами менее сортирован, чем осадки пляжа и террасы. Изучение минералогического состава осадков цунами также подтверждает разные источники материала. В целом содержание магнетита в осадках цунами меньше, чем в отложениях штормового вала. Состав тяжелой фракции однообразный, преобладают пироксены. Все осадки цунами включают морские виды диатомей, среди которых больше всего сублиторальных видов. Наиболее богатые комплексы отмечены на участках, где переотлагался материал с подводного берегового склона.

Следует учитывать, что в разрезах сохраняются следы далеко не всех даже сильных цунами; если интервал между ними небольшой, осадки предыдущего события уничтожает последующее. Так, из исторических цунами, произошедших за последние 50 лет в этом регионе, сохранились осадки лишь двух цунами, разделенных временным промежутком не менее 20 лет. До цунами, вызванным Шикотанским землетрясением 1994 года, крупные цунами (с высотой заплеска от 3,5 до 5,5 м) наблюдались в 1958; 1960; 1969 и 1975 гг. (Соловьев, 1978). Следы всех событий цунами не могли сохраниться из-за непродолжительных промежутков времени между ними, скорее всего, сохранились осадки цунами 1975 г. Осадки цунами 1994 г. и предыдущих исторических событий по структурно-вещественным характеристикам более сходны между собой, чем с другими прибрежно-морскими фациями. Это может свидетельствовать о сходстве ситуаций (ход эрозионно-аккумулятивных процессов) на конкретных участках побережья при прохождении цунами. Сходство структурных характеристик осадка современных и исторических цунами по профилям может являться одним из признаков для корреляции разновозрастных слоев в разрезах и служить информативным критерием при реконструкции палеоцунами.

На Южных Курилах поиск следов палеоцунами проводился в разрезах торфяников и отложений палеоозер на обширных болотных массивах, расположенных на низменных перешейках, в вершинах бухт, а также в заболоченных долинах водотоков I–II порядка, эрозионный врез которых не превышает мощность торфяников. Район работ включает о-ва Уруп, Итуруп, Кунашир и Малую Курильскую гряду (о-ва Шикотан, Полонского, Зеленый, Юрий, Танфильева). Обследовались бухты, отличающиеся конфигурацией береговой линии, геоморфологическим строением и по разному ориентированные к фронту цунами. Разрезы изучались по профилям от линии уреза вглубь суши с проведением нивелирования.

Следы цунами представлены маломощными (обычно несколько см, до 20 см) прослоями песка, протягивающимися далеко вглубь суши за пределы действия штормовых волн. Характер осадконакопления во время прохождения цунами отличается от осадконакопления во время сильных штормов, в первую очередь, из-за разных соотношений длины и высоты самих волн. Несмотря на большую высоту короткопериодичные штормовые волны оставляют сплошные покровы осадков, протягивающиеся узкой полосой сразу за границей зоны пляжа. В отличие от штормов, цунами в условиях дефицита обломочного материала в береговой зоне островов, как правило, не образуют сплошных покровов, а залегают пятнами и полосами, приуроченными к небольшим перегибам рельефа. Мощность покрова штормовых осадков значительно больше, чем осадков цунами, поскольку часть материала, принесенного цунами, уносится обратным потоком. Покров штормовых осадков за пределами пляжа и древних штормовых валов образован прямым потоком, обратный поток практически отсутствует, происходит фильтрация воды. По своим структурным характеристикам осадки штормов сильно отличаются от осадков цунами, особенно в бухтах, где идет подача грубого материала с бортов. Штормовые осадки, изученные на примере экстремальных штормов 2006–2007 гг., как правило, существенно грубее, часто содержат примесь гравия. Сортировка материала штормов обычно лучше, чем осадков цунами. В целом осадки штормов и цунами имеют одни и те же источники поступления материала, но их вклад в формирование осадков существенно отличается: цунами в отличие от штормов захватывает больше материала с подводного берегового склона.

Наиболее информативным объектом для поиска следов палеоцунами является о. Шикотан. Разрезы голоценовых отложений острова включают многочисленные прослои осадков исторических и палеоцунами, позволяющих восстановить наиболее детально летопись этих событий для данного региона. Максимальное количество прослоев цунамигенных песков найдено на побережье бух. Димитрова. В разрезах фиксируются следы наиболее сильных цунами (с высотой заплеска 5 и более метров), частота их проявления за последние 6 тыс. лет была неравномерной. На побережье разных бухт в разрезах встречено разное количество слоев песка морского происхождения. Всего обнаружено до 22 прослоя песков, оставленных цунами в позднем голоцене, и до 18, оставленных в среднем голоцене. Наиболее активно эти события происходили в период 1500–500 лет назад. На основе радиоуглеродного датирования определен возраст проявления конкретных катастрофических событий цунами в голоцене. Последние крупные цунами, осадки которых наиболее часто встречаются в разных бухтах острова, произошли в XVII веке и около 1000 л.н. Данные, полученные по определению возраста палеоцунами конца среднего-начала позднего голоцена, хорошо сопоставляются с результатами по побережью Восточного Хоккайдо (Hirakawa et al., 2003; Nanayama et al., 2011 и др.). На о. Полонского в позднем голоцене было не менее 8 крупных цунами с заплесками более 5 м. На о-вах Зеленый и Юрий установлены следы 15 палеоцунами, отвечающих наиболее сильным событиям в среднем-позднем голоцене. На о. Танфильева в торфянике встречено 13 прослоев песка морского происхождения, которые хорошо прослеживаются вглубь суши на расстояние до 300 м и отвечают, по-видимому, прохождению наиболее сильных цунами за последние 6,5–7 тыс. лет. На тихоокеанской стороне о. Итуруп в районе зал. Касатка в разрезах торфяников зафиксировано прохождение двух крупных цунами позднего голоцена. Высота заплеска была более 3 м, ширина зоны затопления превышала 0,5 км. На юго-востоке о. Уруп в разрезе озерно-болотных отложений встречено 4 прослоя песков (мощностью до 12 см), оставленных сильными цунами, произошедшими около 3,64; 3,19; 2,97; 2,3 калиб. тыс. л.н. Гранулометрический состав песков характеризуется одномодальными кривыми распределения (мода 0,315–0,4 мм), сходными с песками пляжа, но сортировка материала ниже, чем у пляжевых песков.

Благоприятные условия для осаднения и захоронения осадков цунами создавались в пределах небольших понижений за древними штормовыми валами. На Малой Курильской гряде осадки палеоцунами хорошо сохраняются в длительно существующих болотных массивах в нижней части долин низкопорядковых водотоков, представляющих собой узкие каналы, врезанные в торфяники, практически не имеющие аллювиальных отложений. Наибольшее количество следов палеоцунами здесь обнаружено в боковых и изогнутых долинах небольших водотоков, где происходило торможение волны и создавались условия для накопления осадков. Относительно крупные для этого района ручьи в нижней части долин сильно мигрируют, и поэтому отложения цунами здесь фрагментарны и плохо сохраняются. Трудно оценить интенсивность эрозии во время прохождения палеоцунами и установить, какое количество вмещающего материала было размыто прямым и обратным потоком, особенно в случае, когда волна цунами проходит через небольшие пресноводные водоемы, расположенные на побережье, и эродирует их дно.

Наиболее информативными для поисков следов цунами оказались отложения береговых палеоозер и образованных на них торфяников. Палеоозера расположены за барьерными формами, являющимися своеобразными седиментологическими ловушками. Примером может служить полузакрытая бухта Аэродромная, приуроченная к северной части бух. Димитрова. Здесь в нижней части долины безымянного ручья II порядка за древним береговым валом (высотой 3 м) располагается торфяник, образованный на месте небольшого барьерного палеоозера, существовавшего во второй половине среднего – позднем голоцене. В разрезе торфяника и озерных отложений обнаружены многочисленные прослои зеленовато- и голубовато-серых песков мощностью до 8 см. Максимальное количество слоев песков обнаружено в понижении за древней барьерной формой на расстоянии 230–320 м от береговой линии, большинство из них хорошо прослеживается по простиранию вглубь суши, некоторые – до 620 м от береговой линии до высоты 4–5 м над уровнем моря. Отдельные слои песка имеют покровное залегание, некоторые, скорее всего, залегают пятнами и встречаются не во всех колонках. Зона

осадконакопления большинства позднеголоценовых цунами располагалась не далее 260 м от берега. По структурным характеристикам пески довольно разнообразны и содержат примесь алеврита и гравия. Выделяются несколько типов гранулометрических кривых распределения от одно- до полимодальных (моды 0,1–0,125; 0,125–0,16; 0,16–0,2; 0,2–0,25; 0,315–0,4; 0,5–0,63 мм) с разной асимметрией, чаще встречается «хвост» грубых фракций. Сортировка материала умеренная. В пределах мощных слоев песка, образованных во время прохождения отдельных цунами, в верхней части осадок более сортирован, модальная фракция становится более ярко выражена. Важно отметить, что структурные характеристики цунамигенных осадков хорошо прослеживаются по простиранию слоя, оставленного в результате прохождения одного и того же события. С удалением от берега отмечается только небольшое перераспределение фракций при сохранении общей формы кривой; увеличивается доля мелких фракций, в том числе алеврита (до 35 %) и уменьшается содержание гравия. Осадки среднеголоценовых цунами содержат большее количество крупных фракций. В глубине болотного массива в 550–630 м от уреза встречен песок с большим содержанием высококалийного вулканического стекла, который отличается ярко выраженной модой 0,2–0,25 мм и хорошей сортировкой. Цунамигенные пески отличаются от песков осушки и заполнителя древней барьерной формы более низкой степенью сортировки, более разнородным материалом и несколькими модальными фракциями. Пляж бухты сложен галечным материалом. Сравнение кривых распределения фракций показывает, что во время прохождения цунами захватывался материал из разных источников, в том числе и с подводного берегового склона, о чем свидетельствует довольно высокое содержание тонких фракций в осадке. Состав цунамигенных песков менялся в зависимости от того, где шла более активная эрозия и захват какого материала преобладал. В цунамигенных осадках обнаружена богатая диатомовая флора, включающая и морские формы, содержание которых в отдельных прослоях достигает 8 %. Преобладают сублиторальные формы: *Thalassiosira bramaputrae*, *Melosira lineata*, *Cocconeis scutellum* var. *parva*, *C. scutellum*, *Caloneis westii*, *Odontella aurita*, *Actinocyclus octonarius*, *Nitzschia littoralis*, *N. plana*, *Diploneis smithii*, *D. smithii* var. *rhombica*, *Rhabdonema arcuatum*, *Arachnoidiscus ehrenbergii*. В верхних прослоях отмечено высокое содержание солоноватоводной *Navicula peregrina* (до 10 %), которая, скорее всего, захватывалась волной цунами из приустьевоего озера. В отдельных слоях отмечены неритические (*Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira gravida*, *T. nordenskiöldii*, *T. hyalina*, *Thalassiosira* sp.) и океанические виды (*Coscinodiscus* sp. *Coscinodiscus oculus-iridis*, *Thalassiosira eccentrica*, *Rhizosolenia* sp.). По видовому составу пресноводных диатомей и их экологической принадлежности в разрезе выделяется три комплекса, отвечающие разным стадиям зарастания мелководного озера.

Проведенные исследования показали, что основная зона осадконакопления позднеголоценовых цунами на о. Шикотан была расположена на расстоянии около 200–250 м от береговой линии, а среднеголоценовых цунами — на 100–150 м дальше от современного уреза, где отмечено их максимальное количество и большая мощность прослоев. Это связано не только с особенностями проявления цунами в разные периоды голоцена, а также с иной конфигурацией береговой линии в среднем голоцене.

Изучение структуры цунамигенных осадков показало, что размерность материала сильно зависит от источников и определяется ходом эрозионно-аккумулятивных процессов во время прохождения цунами. Пески цунами отличаются от осадков пляжа и штормовых валов худшей сортировкой, особенно в бухтах, где отсутствует широкий песчаный пляж и слабо развиты аккумулятивные формы. Обычно осадки цунами содержат существенную примесь алеврита и гравия. Как правило, волна цунами захватывала материал и с подводного берегового склона, что подтверждается преобладанием сублиторальных диатомей среди морских видов. В отдельных прослоях, обычно отвечающих наиболее крупным событиям, встречены неритические и океанические формы. Если волна цунами проходила через лагуны — в осадках встречаются прибрежно-морские виды, если через небольшие пресноводные водоемы — волна захватывала и переотлагала озерные отложения, включающие характерные для них пресноводные комплексы.

Размерность материала уменьшается по простиранию слоя вглубь суши, в осадках существенно увеличивается доля алеврита. В полузакрытых бухтах, где волна цунами захватывала разнородный по крупности материал, структурные характеристики цунамигенных

осадков хорошо прослеживаются по простиранию слоя, оставленного в результате прохождения одного и того же события, и могут служить дополнительным признаком при корреляции слоев. Ярко выраженная мода по большей части сохраняется, перераспределение фракций наблюдается на «хвостах» кривых. В пределах слоя, отвечающего одному событию и имеющему мощность более 5 см, в нижней части материал более крупный. В условиях расчлененной береговой линии и развития абразионных и абразионно-денудационных берегов в осадки цунами может попадать и дресва за счет эрозии нижней части клифов и склонов. Чаще всего на побережье открытых бухт разновозрастные осадки цунами по структурно-вещественным характеристикам более сходны между собой, чем с другими прибрежно-морскими фациями, что может свидетельствовать о сходстве хода эрозионно-аккумулятивных процессов при прохождении цунами, близких по интенсивности и захватывающих материал из одних источников.

На плоских заболоченных островах на юге Малой Курильской гряды осадки палеоцунами отличаются разнообразным составом и сильно зависят от развития аккумулятивных форм в береговой зоне и количества материала, который может переноситься волной цунами. Осаждение материала отличается в долинах водотоков разной ориентации. Это связано с различием в прохождении прямого и обратного потоков, контролирующими особенности поступления и выноса материала. Особенно большую роль в транспортировке и осаждении материала играет обратный поток, скорости которого сильно зависят от топографии затопляемой суши. Максимальные мощности цунамигенных осадков наблюдаются в боковых долинах, особенно на участках изгибов долин, где идет ослабление волны как прямого, так и обратного потока. В прямых долинах следы цунами сохраняются только в верховьях, где прямой поток достигает нулевой скорости до формирования обратного потока. В нижней части «магистральных» долин материал выносится обратным потоком и осадок не сохраняется. В боковых долинах разгрузка материала за счет торможения волны может наблюдаться в верховьях, на изгибах долины и в местах ответвления от основной долины. В боковых долинах откладывается более крупный материал, который не захватывался обратным потоком. В центральных долинах пески лучше сортированы, характеризуются более выдержанной структурой по простиранию слоя, более мелкозернистые и часто имеют примесь алеврита. Следы цунами здесь могут сохраняться в виде рассеянного мелкозернистого песка в торфянике. Такие следы, как правило, сохраняются на участках развития кочкарника. Тонкие фракции могут задерживаться моховой подушкой при просачивании через нее морской воды. На плотном субстрате картина была бы обратной: мелкие фракции уносились бы в первую очередь. На центральном болотном массиве ловушками материала могут быть кустарниковые группировки. В целом можно отметить, что наиболее крупные цунами оставляют более однородный в гранулометрическом отношении материал, структура которого хорошо выдержана по простиранию слоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 11-05-00497.

Литература

- Соловьев С.Л.* Основные данные о цунами на тихоокеанском побережье СССР, 1937–1976 гг. // Изучение цунами в открытом океане. М.: Наука, 1978. С. 61–136.
- Hirakawa K., Nakamura Y., Nishimura Y.* Huge tsunamis based on tsunami deposits along the Pacific coast of East Hokkaido, Northern Japan // IUGG 2003 Abstracts, week B. Sapporo, 2003. P. 149–150.
- Nanayama F., Shigeno K., Shitaoka Y., Furukawa R.* Geological Study of unusual tsunami deposits in the Kurile Subduction Zone for mitigation of tsunami disasters // The tsunami threat — research and technology. Rijeka: InTech, 2011. P. 283–298.

О КЛИМАТЕ И ФОСФОРИТАХ

А.Ф. Георгиевский, В.М. Бугина

Российский университет дружбы народов, Москва, geo.gaf@yandex.ru

В современной теории фосфогенеза роль климата в фосфатонакоплении четко не обозначена. Более того, по мере детализации данных, поступающих из разных регионов мира по геологии месторождений фосфоритов и сопровождающих их толщ, становится понятным, что «климатический» вопрос превращается в запутанную проблему, требующую специального анализа. Это тем более важно, что данная проблема выходит за рамки фосфатной тематики, поскольку пересекается с глобальными событиями, имевшими место в древней истории нашей планеты. Начиная с работ Д. Меррея и Л. Кайе, климатический фактор тесно вплетается во все модели фосфатонакопления. С ним связывают образование различных типов течений, которые либо провоцировали массовую гибель организмов и тем самым способствовали накоплению в осадках фосфатов (Murrey, 1891), либо поставляли растворенные их формы на шельфовое мелководье, где последние осаждались по хемогенному или биогенному механизму (Кзаков, 1939; Батурин, 2004). Климат считается важнейшим фактором формирования фосфорного резерва мирового океана, пополняющегося за счет речного сноса фосфатов в эпохи химического выветривания континентов (Холодов, 1997). Кроме того, он создавал условия для эвапоритизации бассейнов и на начальном этапе их засоления формировал геохимический фон, благоприятный для концентрации и седиментации фосфоритов (Страхов, 1960). Сказанного достаточно, чтобы сделать вывод о биклиматичности фосфоритов и их принадлежности к ариднему и гумидному типам литогенеза. Этот вывод стал общепризнанным после классических работ Н.С. Шатского (1955) и Н.М. Страхова (1960) по приуроченности бедных желваковых фосфоритов Русской плиты к гумидному, а богатых зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской платформы — к ариднему климатическим поясам. При дальнейшем изучении вопроса стало очевидно, что связь между климатом и высокопродуктивным фосфатонакоплением имеет сложный многофакторный характер. В частности, была показана возможность поступления фосфатов с гумидных водосборов с последующим их осаждением в прибрежной зоне засоляющихся морских водоемов (Бушинский, 1969); выявлено накопление высококачественных фосфоритов в условиях гумидного климата (Бушинский, 1966; Георгиевский, 2013). Наконец, независимо от климатических обстановок установлены случаи фациальных трансформаций пластовых залежей богатых фосфоритов в отложения с низкосортными фосфоритовыми конкрециями (Бушинский, 1966; Ильин, 1996, 2010). Дискуссионным остается вопрос о преимуществах аридного и гумидного климата для возникновения мощного фосфатонакопления. Чаще всего его проявления в виде крупных бассейнов микрозернистых и зернистых фосфоритов связывают с территориями аридного пояса (Покрышкин, 1982). Как видно из приведенных данных, все сходится на том, что массовое фосфоритообразование было приурочено к низкоширотным климатическим поясам. Этот вывод стал совершенно очевидным в начале 70-х годов прошлого века, когда активно пропагандировались идеи плитной тектоники и проводились палеогеографические реконструкции положения древних континентов в мировом океане. Оказалось, что большинство областей фосфатонакопления локализуется в пределах аридных окраин материков приэкваториальной зоны (Зоненшайн, 1977; Cook, 1979; Батурин, 1980). Все выше сказанное — это тривиальные вещи, хорошо известные специалистам. Они логичны и хорошо аргументированы. Резким диссонансом на их фоне выглядят развиваемые в последние годы представления об ассоциации фосфоритоносных толщ древних (эдиакарских) бассейнов разных регионов мира с тиллитами мариноанского оледенения. Чаще всего фосфориты в разрезе отделены от них бесфосфатными породами (т.н. венчающими доломитами — *cap dolomite* (Hoffman, 1997)) мощностью от первых метров до нескольких десятков метров. Однако известны случаи, когда пласты фосфоритов залегают непосредственно на тиллитах, показывая тем самым их генетическую связь. В частности, такие взаимоотношения установлены для ряда месторождений Китая, Западной Африки, Бразилии. Поскольку подобная ассоциация является «привилегией» только эдиакарских бассейнов, то, вероятно, необходимы соответствующие

нетривиальные объяснения. В этом смысле наиболее популярны идеи, развиваемые в рамках гипотезы «Snowball Earth» (Hoffman, 1997). В ней доломито- и фосфатонакопление связывают с последствиями глобального оледенения, вызвавшего в атмосфере концентрацию углекислоты. Последняя при таянии льдов выпадала на землю кислотными дождями и химически активно разлагала породы ледникового ложа, фосфатные и карбонатные продукты выветривания которых осаждались в океанах. Не ставя под сомнение возможность такого сценария фосфоритообразования, попытаемся уточнить некоторые важные моменты, давно известные, но почему-то незаслуженно забытые. Речь идет о китайских разрезах неопротерозойских (синийских) отложений платформы Янцзы с песчано-конгломератовой формацией Наньто и перекрывающей ее фосфоритоносной свитой Доушаньто. С момента выделения формации Наньто за ней закрепилось представление как о тиллитовой толще, что безоговорочно принимается сторонниками идеи о глобальном оледенении (Ли Сыгуан, 1952; Harland, 1964; Hoffman, 1997). Однако, такие воззрения небезупречны. На это в свое время обратил внимание Г.И. Бушинский (1966) — крупнейший исследователь и знаток фосфоритов. Он отметил следующие особенности, чуждые гляциальным образованиям: 1. Валунуны и гальки состоят исключительно либо преимущественно из подстилающих пород, т.е. «местных» по своему географическому положению. 2. В ряде случаев плоские гальки падают в одном направлении (по типу черепицы), что указывает на водную транспортировку материала. 3. Постепенные (на протяжении 3–5 м) переходы от пород ложа толщи к ее несортированным галечно-валунным отложениям. 4. Их переслаивание с марганцовистыми известняками и углеродисто-глинистыми сланцами, которые способны самовозгораться на воздухе. 5. На поверхности ложа «тиллитов» не видно следов смятия слагающих его пород и шрамов ледникового происхождения. Этот перечень можно дополнить, если проанализировать другие данные из уже упомянутой работы Г.И. Бушинского. В частности, во впадине Хуабэй на полуострове Ляодун вскрывается наиболее полный разрез синийских отложений мощностью до 7000 м. «Тиллитовой» толще соответствуют свита Дяоюйтай. Последняя представлена кварцевыми метапесчаниками, песчано-слистистыми сланцами, алевролитами, филлитами с крупными и мелкими валунами и галькой кварцитов. Примечательны для пород знаки ряби, трещины усыхания, гнезда гематита. Столь откровенные признаки накопления осадков в мелководных пересыхающих водоемах, а главное, ранее отмеченные принципиально важные детали разрезов формации Наньто, убеждают в правильности представлений Г.И. Бушинского о пролювиальном (возможно, оползнево-пролювиальном), но не ледниковом происхождении ее отложений. Такая их природа хорошо объясняет текстурный характер пород, а также случаи появления на обломках царапин, которые для многих геологов служат доказательством гляциальной природы формации. Интересно проанализировать особенности перекрывающих ее отложений с позиций возможной их принадлежности к «*cap dolomite*» — необходимым атрибутам древнего (мариноанского) оледенения (Hoffman, 1997). Как видно из данных, опубликованных Г.И. Бушинским, — это не только доломиты, но и известняки, сланцы, фосфориты, либо пачки из переслаивающихся перечисленных типов пород. Таким образом, и в этом случае фактический материал плохо вписывается в представления о гляциальной природе формации Наньто, и, следовательно, связь древнего фосфатонакопления на платформе Янцзы с ледовым типом литогенеза выглядит довольно проблематично. Примеры подобного типа можно продолжить. В частности, в сотнях км к северу от платформы Янцзы тиллитоподобные отложения выделяются в Окино-Хубсугульском фосфоритоносном бассейне (ОХФБ), расположенном в пограничных районах Монголии и России. Тиллоиды залегают в подошве венд – кембрийской фосфоритоносной хубсугульской серии, а также в основании ее продуктивной хэсенской (забитской) свиты (Ильин, 2008), включающей более десятка месторождений фосфоритов. Детальными исследованиями выявлено оползневое происхождение нижнего горизонта тиллоидов (Еганов, 1994). Верхний горизонт таких пород меридиональной полосой протягивается более чем на 300 км и устанавливается во всех разрезах продуктивной свиты. На самом северном Харанурском месторождении на северо-восточном его фланге горизонт представлен плохо сортированными валунно-галечными конгломератами и конглобрекциями, сложенными обломками подстилающих доломитов. Внимание привлекают постепенные переходы между толщами, а

также присутствие в цементе обломочных пород онколитов. На юго-западном фланге месторождения горизонт состоит из ритмично переслаивающихся полимиктовых мелкогалечных конгломератов, гравелитов, песчаников, доломитовых мергелей. Далее к югу, вплоть до Ухагольского месторождения на границе с Монголией, состав конгломератов неоднократно меняется от доломитового до смешанного полимиктового с обломками магматических пород. Обычно обломочный материал «местный» и состав его тесно увязывается с характером подстилающих комплексов. Особо следует выделить случаи, когда непосредственно на конгломератах формируются рифовые доломитовые строматолитовые постройки (Ондельтойское проявление), а также участки, где конгломераты залегают на фрагментах древней коры выветривания, развитой на габброидах боксонского комплекса (V) (Боксонское месторождение). Наконец, на самом крупном в бассейне Хубсугульском месторождении обломочный горизонт в основании хэсенской свиты по данным буровых скважин 128, 11 характеризуется: 1) постепенным переходом от подстилающих отложений; 2) содержит в нижней и в средней частях прослой доломитов, в том числе строматолитовых; 3) имеет стратифицированное строение: внизу и вверху он представлен доломитовыми брекчиями и конглобрекчиями, а в средней части состав их постепенно меняется на известняковый. Таким образом, как и для китайских разрезов, имеющийся фактический материал по базальным псефитовым отложениям ОХФБ плохо согласуется с представлениями об их гляциальной природе. Иными словами, представления о связи эдиакарского фосфатонакопления с ледовым типом литогенеза не подтверждается по крайней мере для двух крупнейших фосфоритоносных бассейнов — платформы Янцзы и ОХФБ. К сказанному можно добавить материалы по северной оконечности Западно-Африканского фосфоритоносного бассейна, где тиллоиды отделены от глауконитсодержащих строматолитовых фосфоритов только тонким (1–2 м) прослоем брекчиевидных доломитов (Flicoteaux, 1998; Ильин, 2008). Такие особенности разрезов и здесь дают повод для сомнений как относительно ледовой природы тиллоидов, так и возможности существования фосфатонакопления в условиях холодного климата. Сказанное еще более становится очевидным, если продолжить анализ климатических условий формирования древних фосфоритов платформы Янцзы и ОХФБ. В первом случае, как убедительно показал Г.И. Бушинский (1966), фосфоритообразование протекало на фоне теплого гумидного климата. Во втором случае картина вырисовывается более сложная и не совсем стандартная. Чтобы ее понять, обратимся к литологическим особенностям продуктивной пачки ОХФБ. Прежде всего, следует заострить внимание на развитии строматолитовых построек и древних карстовых образований, обнаруженных в фосфоритоносных пачках Харанурского, Боксонского и Хубсугульского месторождений (Георгиевский, 2013). Это пестро окрашенные брекчии и ярко-красные железистые охры, заполняющие полости в фосфоритовых породах. Еще одним показателем климата являются минералы тяжелой фракции: ильменит, хромит, циркон, гранат, монацит, турмалин, магнетит. Легкая фракция состоит из кварца. При изучении технологических проб фосфоритов отмечено также присутствие единичных зерен оливина, пироксена, роговой обманки, полевых шпатов, эпидота, сфена. Иначе говоря, обломочный материал представлен как устойчивыми, так и неустойчивыми к выветриванию минералами, что свидетельствует о специфичных обстановках выветривания на континентальных блоках во время фосфатонакопления. Аналогичные выводы следуют из состава пелитовой фракции. Она, наряду со слюдами, хлоритами и смешанослойными минералами, состоит из каолинита, шамозита, гиббсита (?). По данным Е.П. Акульшиной (1976), свидетелями климатических обстановок прошлого служат соотношения в глинистом веществе Al_2O_3/TiO_2 , Al_2O_3/Na_2O , K_2O/Na_2O . Для пород фосфоритоносной пачки значения отмеченных параметров укладываются в интервал показателей с низким и средним значением зрелости глинистого материала гумидного климата. На диаграмме А.Б. Ронова и З.В. Хлебниковой (1993) фосфоритоносные отложения тяготеют либо попадают в поля развития глин холодного, умеренно холодного и аридного климатов. По расчету исходного состава метapelитовых пород, выполненного по методу О.М. Розена (1984), осадки были представлены минералами (каолинитом, серпентинитом, хлоритом, полевыми шпатами), формирование которых происходило за счет разрушения как зрелых, так и угнетенных кор выветривания. Таким образом, имеются две группы противоречивых фактов. Первая говорит о жарком гумидном климате, другая позволяет

считать его влажным холодным или аридным. Однако, противоречие это кажущееся и объясняется влиянием на осадконакопление тектонического фактора. Как было показано (Георгиевский, 2013), становление ОХФБ происходило на фоне разнонаправленных конседиментационных блоковых движений. По этой причине на континентальных площадях, наряду со зрелыми корами выветривания, существовали угнетенные их типы. Размыв тех и других приводил к образованию смешанных осадков. Очевидно, в этом случае достоверную информацию несут высокозрелые продукты выветривания, которые свидетельствуют о жарком гумидном климате во время фосфатонакопления. Таким образом, как нам представляется, приведенный материал снимает необходимость дальнейшей дискуссии о гляциальных «корнях» древнего фосфатонакопления в пределах Центрально-Азиатского региона, но в то же время призывает продолжить ее в отношении других эдиакарских фосфоритоносных бассейнов.

Литература

- Акульшина Е.П.* Методика определения условий выветривания осадконакопления и постседиментационных преобразований по глинистым минералам // Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976. Вып. 323. С. 9–37.
- Батурин Г. Н.* Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 463 с.
- Батурин Г.Н., Покрышкин В.И.* Апвеллинг и фосфоритообразование. Океанология. 1980. Т. 20, № 1. С. 87–95.
- Бушинский Г.И.* Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 103 с.
- Бушинский Г.И.* Древние фосфоритоносные бассейны Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 194 с.
- Георгиевский А.Ф.* Месторождения конкреционно-слоистых афанитовых и микрозернистых фосфоритов как две самостоятельные формы рудогенеза // К 100-летию со дня рождения Андрея Сергеевича Соколова. Сборник научных статей и воспоминаний. М.: И.П., 2013. С. 11–32.
- Еганов Э.А., Миняйло Т.Н.* Строение венд-кембрийской фосфоритоносной формации Хубсугульского бассейна (к разработке эталонов прогнозирования). // Геология и геофизика. 1994. № 12. С. 45–56.
- Зоненшайн Л.П., Городницкий А.И.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов // Геотектоника. 1977. № 3. С. 3–24.
- Ильин А.В.* Древние (эдиакарские) фосфориты. М.: ГЕОС, 2008. 158 с.
- Ильин А.В.* Древние фосфоритоносные бассейны. М.: Наука, 1990. 174 с.
- Казаков А. В.* Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. М., 1939. 108 с.
- Ли Сыгуан.* Геология Китая. М.: Изд-во иностранной литературы, 1952. 211 с.
- Покрышкин В.И., Зубкова И.М., Школьник Э.Л.* Эпохи фосфатонакопления — закономерное распределение крупнейших концентраций фосфоритов в геологической истории Земли // Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982. С. 25–36.
- Розен О.М., Нистратов Ю.А.* Определение минерального состава осадочных пород по химическим анализам // Советская геология. 1984. № 3. С. 76–83.
- Ронов А.Б.* Стратисфера и осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1993. 144 с.
- Страхов Н.М.* Климат и фосфатонакопление // Геология рудных месторождений. 1960. № 1. С. 3–5.
- Холодов В.Н.* Эпохи фосфатонакопления и биохимия фосфоритов // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 7. С. 563–576.
- Шатский Н.С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Совещание по осадочным породам, вып. 2. М.: Из-во АН СССР, 1955. С. 135–141.
- Flicoteaux R., Trompette R.* Cratonic and foreland Early Cambrian phosphorites of West Africa: palaeogeographical and climatical contexts // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. V. 139. P. 107–120.
- Harland W.B.* Evidence of late Precambrian glaciation and its significance // Problems in Palaeoclimatology. London, 1964. P. 119–149.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P.* A Neoproterozoic snowball Earth // Science. 1997. V. 281. P. 1342–1346.
- Cook P.J., McElhinny M.W.* Reevaluation of the Spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics // Economic Geology. 1979. V. 74. № 2. P. 315–330.
- Murrey J., Renard A.F.* Deep sea deposits, «Challenger» Report. Proceedings Royal. Soc. Edinburgh. 1891. V. 18. 287 p.

ПРИЗНАКИ ФЛЮИДНОГО ЛИТОГЕНЕЗА В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АЗОВСКОГО МОРЯ

Е.А. Глазырин

ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», Геленджик, eaglazyrin@mail.ru

Изучение современных донных отложений в последние годы показало относительно активное развитие холодной флюидно-газовой разгрузки на дне морей, преимущественно в виде метановых сипов, в результате которых формируются придонные карбонатные постройки (Шнюков и др., 1995; Егоров и др. 2003; Леин, 2004 и др.) и геохимические аномалии (Рыбалко и др., 2012 и др.).

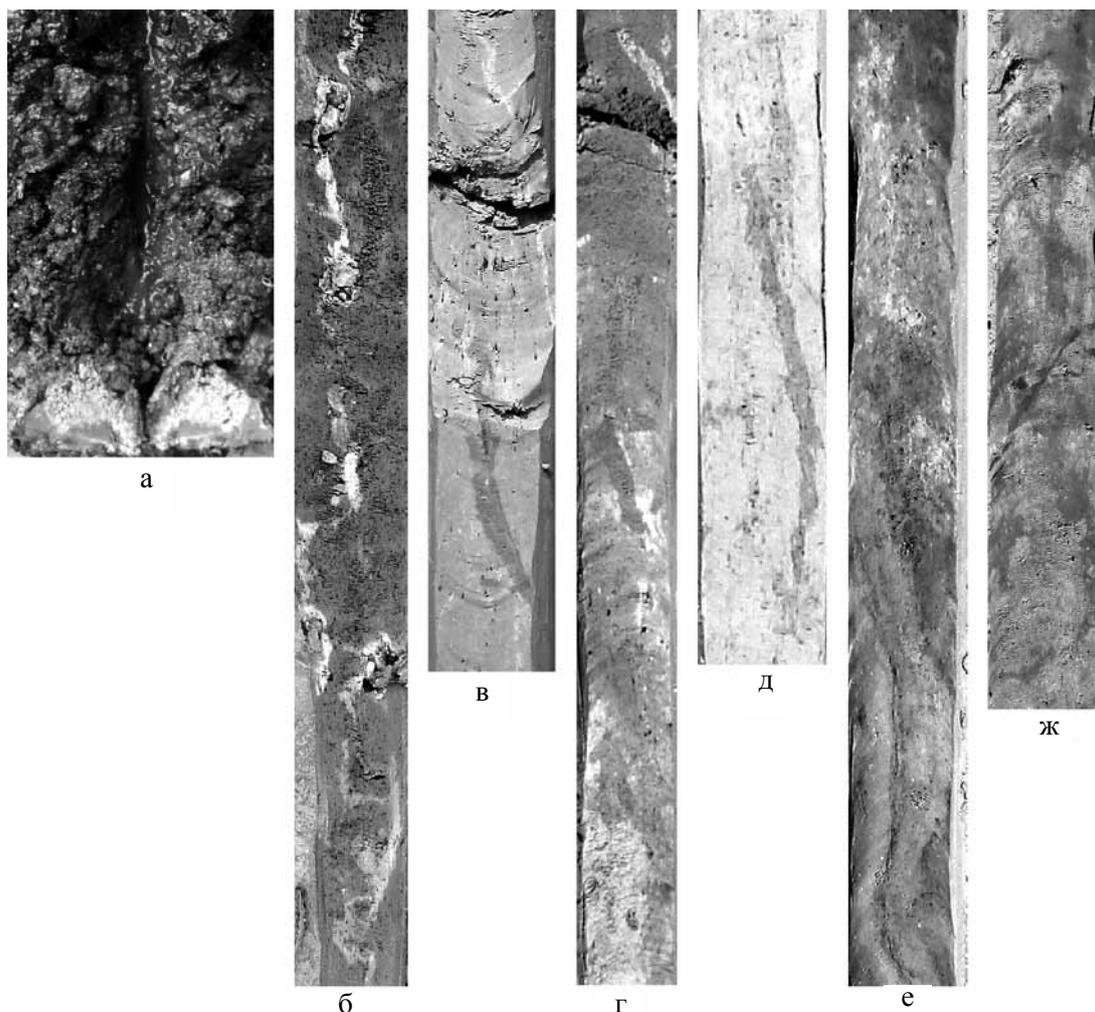
Сравнительное изучение керна многочисленных грунтовых трубок и 28 картировочных скважин, полученных в Российском секторе Азовского моря по программам государственного геологического картирования и мониторинга геологической среды, показывает, что в четвертичных отложениях присутствуют в различной степени проявленные признаки постседиментационных процессов. Помимо фоновых осадочно-диагенетических новообразований (гидротроилит, марказит, гидроокислы железа и пр.), связанных с изменением окислительно-восстановительных условий, в некоторых колонках керна развиты наложенные образования, которые по ряду признаков связываются в соответствии с Г.А. Беленицкой (Беленицкая, 2012) с флюидным литогенезом.

Из наиболее выраженных проявлений флюидного литогенеза здесь выделяются:

- 1) придонные выделения микрозернистого карбоната кальция;
- 2) очаговая карбонатная литификация песков;
- 3) штокверковая минерализация карбоната кальция;
- 4) штокверковая минерализация сульфидов или (и) гидроокислов железа.

Придонные выделения карбоната кальция встречены в колонках грунтовых трубок, отобранных на действующем подводном грязевом вулкане банки Темрюкской. Это мучнистые и микрозернистые выделения, вплоть до мономинеральных комковатых агрегатов и линз. Они встречены на поверхности и в приповерхностной части пелитовых отложений и перекрываются маломощным чехлом (0,4 м) свежеперемытых грязевулканических отложений с ракушей (рисунок а). Характерной особенностью этих участков служит развитие на поверхности текучего слизистого ила сплошного друзитового ковра скрепленных раковин *Mytilus galloprovincialis*, а в донных осадках — большого количества морских червей. Морфологические особенности этих карбонатных образований, тесная связь с грязевым вулканизмом, активный биоценоз, геохимические аномалии тяжелых металлов, нефтепродуктов и углеводородных газов (Круглякова и др., 2012) свидетельствуют в пользу формирования их из метановых сипов.

Очаговая карбонатная литификация встречена в нижней части пачки новоэвксинских песков, перекрывающих погребенный грязевой вулкан Хахалева. Цемент всех вскрытых песчаников карбонатного и рудно-карбонатного состава неоднородный базальный. Характеризуется весьма необычной структурой — с различной степенью проявленными реликтами ритмично-зонального колломорфного строения. В составе цемента часто участвует рудный материал (до 10 %): гидроокислы железа и марганца или сульфиды железа, что указывает на резко неоднородные окислительно-восстановительные условия цементации. Ритмично-зональное строение цемента сформировано чередованием зон с различным соотношением кальцита и рудного материала. Реликтовые колломорфные структуры цемента свидетельствуют о его формировании из коллоидных или пересыщенных растворов. За счет перекристаллизации первично колломорфных структур развиты метаколлоидные и разномерные структуры, до пойкилокластовой. Собственно пойкилокластовая структура цемента характерна для нептунических даек и песчаных труб («шайтанские» сады), сопровождающих грязевулканические аппараты (Холодов, 2002). Все эти признаки свидетельствуют о литификации песков в зоне активной флюидизации разреза, что подтверждается сейсмическими разрезами.



Проявления флюидного литогенеза в четвертичных отложениях Азовского моря (срезы керна, диаметр 10 см): а — придонные выделения микрозернистого карбоната кальция (белое); б — выделение карбоната по извилистым каналам дегазации; в — жилообразные выделения гидротроилита (темное) и карбоната (светлое); г — совместное нахождение штокверковой минерализации карбоната и лимонитизированного гидротроилита; д — прожилковидная импрегнация гидротроилита по каналу дегазации; е, ж — совместное нахождение штокверковой минерализации карбоната и окисленного гидротроилита

Штокверковая минерализация карбоната кальция представлена в виде мучнистых и микрозернистых выделений по извилистым каналам дегазации (рисунок б), жилообразных выделений (рисунок в, г), гнезд и неравномерной импрегнационной пропитки (рисунок г, е, ж) в глинистых отложениях.

Штокверковая минерализация сульфидов или (и) гидроокислов железа представлена гнездовой и жилообразной пигментацией по извилистым субвертикальным каналам в глинистых отложениях (рисунок б–ж). Гидроокислы железа развиты преимущественно за счет окисления сульфидов.

Чаще всего штокверковая карбонатная и сульфидная гидроокислами железа минерализация встречается совместно (рисунок в, г, е, ж). Это самые распространенные проявления флюидного литогенеза. Наиболее активно они развиты в ареале грязевого вулканизма и газовой-флюидной разгрузки по данным сейсмоакустического профилирования.

Описанные минеральные проявления флюидного литогенеза большинством исследователей связываются с углеводородной (метановой) и сероводородной дегазацией диагенетического и термогенного происхождения. Но если для Черного моря характерны карбонатные постройки на дне, то в Азовском море это преимущественно штокверковая минерализация в толще отложений. Вероятно, это вызвано малыми глубинами. Так, для

Черного моря отмечена ярусность в локализации этих образований: плиты прослеживаются на глубинах от 60–70 до 100–150 м, а коралловидные постройки расположены глубже 200 м (Егоров и др., 2003). Таким образом, как и для сульфидных гидротермально-осадочных руд, можно предполагать существование фациальных типов карбонатных выделений на участках разгрузки метановой дегазации. На больших глубинах (глубже 200 м?) в условиях повышенного давления на выходе метановых сипов формируются коралловидные карбонатные постройки. На меньших глубинах формируются уже плоские плитообразные постройки. Такие постройки подняты на Каспийском море с глубины около 10 м. В условиях мелководья Азовского моря (глубины менее 10 м) образование метаногенных карбонатов происходит преимущественно в толще донных отложений в виде штокверковой (жильно-прожилково-гнездовая, цементационная и импрегнационная) минерализации.

Сделанные выводы требуют подтверждения изотопно-геохимическими и другими исследованиями.

Литература

Егоров В.Н., Поликарпов Г.Г., Гулин С.Б. и др. Современные представления о средообразующей и экологической роли струйных метановых газовыделений со дна Черного моря // Морський екологічний журнал. 2003. № 3. Т. II. С. 5–26.

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

Круглякова Р.П., Курилов П.И., Глазырин Е.А. и др. Геолого-геохимическая характеристика грязевых вулканов Темрюкского залива // Защита окружающей среды в нефтегазодобывающем комплексе. 2012. № 10. С. 13–19.

Лешин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 1. С. 3–35.

Рыбалко А.Е., Федорова Н.К., Иванов Г.И. Влияние современных геодинамических движений и сипов в северо-западных морях России на геохимию и структуру донных отложений // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2012 г.). Том I. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2012. С. 133–135.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 227–241.

Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Кутний В.А. Необычные карбонатные постройки континентального склона северо-западной части Черного моря — вероятное следствие дегазации недр // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 541–561.

ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ДНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ В РАЙОНЕ ИМЕРЕТИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Е.А. Глазырин

Государственный Научный Центр «Южморгеология», Геленджик, eaglazyrin@mail.ru

Характер литодинамических процессов на дне Черного моря во многом определяются узостью шельфа и его мелководностью. В пределах Российского сектора бровка шельфа здесь расположена на глубинах преимущественно не более 50–100 м и на расстоянии до 5–10 км от берега. Минимальная ширина шельфа присутствует в районе Имеретинской низменности (между устьями рек Мзымта – Псоу). Этот участок характеризует вершинную часть подводного каньона Мзымта, разветвляющегося на ряд более мелких (рис. 1). Бровка шельфа расположена здесь на глубине преимущественно 15–40 м. Местами она заходит выше изобаты 15 м, приближаясь на расстояние 500 м и менее к береговой черте. Данный участок служит примером проявления интенсивной донной абразии и отступления шельфа.

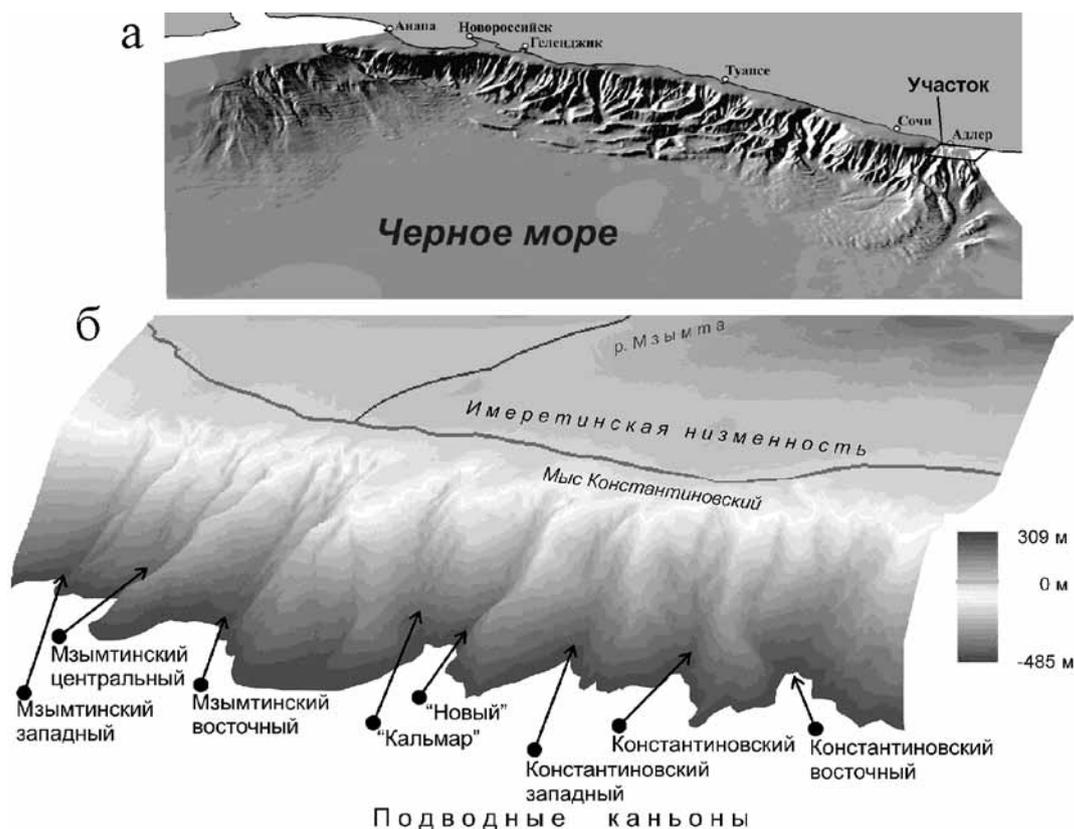


Рис. 1. Региональное положение участка (а) и его трехмерная модель (б)

Имеретинская низменность представляет собой террасу верхнечетвертичного возраста реки Мзымта. Терраса сложена комплексом морских, аллювиальных и озерно-болотных отложений, которые слагают шельф и обнажаются на его бровке и склоне. Литологически это глины, пески и галечники.

Исследования проведены ГНЦ ФГУП «Южморгеология» в рамках государственного мониторинга опасных геологических процессов и оценки состояния геологической среды прибрежно-шельфовой зоны. Используются методы непрерывного сейсмоакустического профилирования, гидролокации бокового обзора, эхолотирования, донного опробования и подводного фототелевизионного профилирования. На основе этих работ выделено пять основных литодинамических обстановок: аккумулятивная шельфовая, аккумулятивно-абразионная, абразионная, декливиальная, аккумулятивная турбидитовая и техногенная.

Аккумулятивная шельфовая обстановка соответствует узкой зоне шельфа, где преобладают процессы аккумуляции. За счет малых глубин практически вся она находится под влиянием волнового воздействия. Она покрыта маломощным чехлом голоценовых отложений, представленных преимущественно ундафлювиалом, а также аллювиомарином. Разрез четвертичных отложений маломощный, повсеместно диагенетически загазован, отчего нижняя граница осадочного чехла и строение коренного разреза на геофизических разрезах практически не просматриваются. С внешней части (мористее) граница этой зоны интенсивно изрезана эрозионными подводными врезами и ложбинами (рис. 2).

В районе авандельты реки Мзымта дно покрыто слоем выносимого рекой алевропелитового материала, присутствует большое количество вынесенных рекой посторонних предметов: древесины, бытового и строительного мусора. Алевропелитовый шлейф выноса р. Мзымта течением разнесен до мыса Константиновского. Поставка алевропелитового материала достаточно интенсивная, так как даже в зоне волнового воздействия он успевает присыпать свежие предметы.

В волноприбойной зоне распространена узкая полоса галечников. Мористее на плоской части шельфа к ним примыкают алевропесчаные отложения. Граница между ними часто

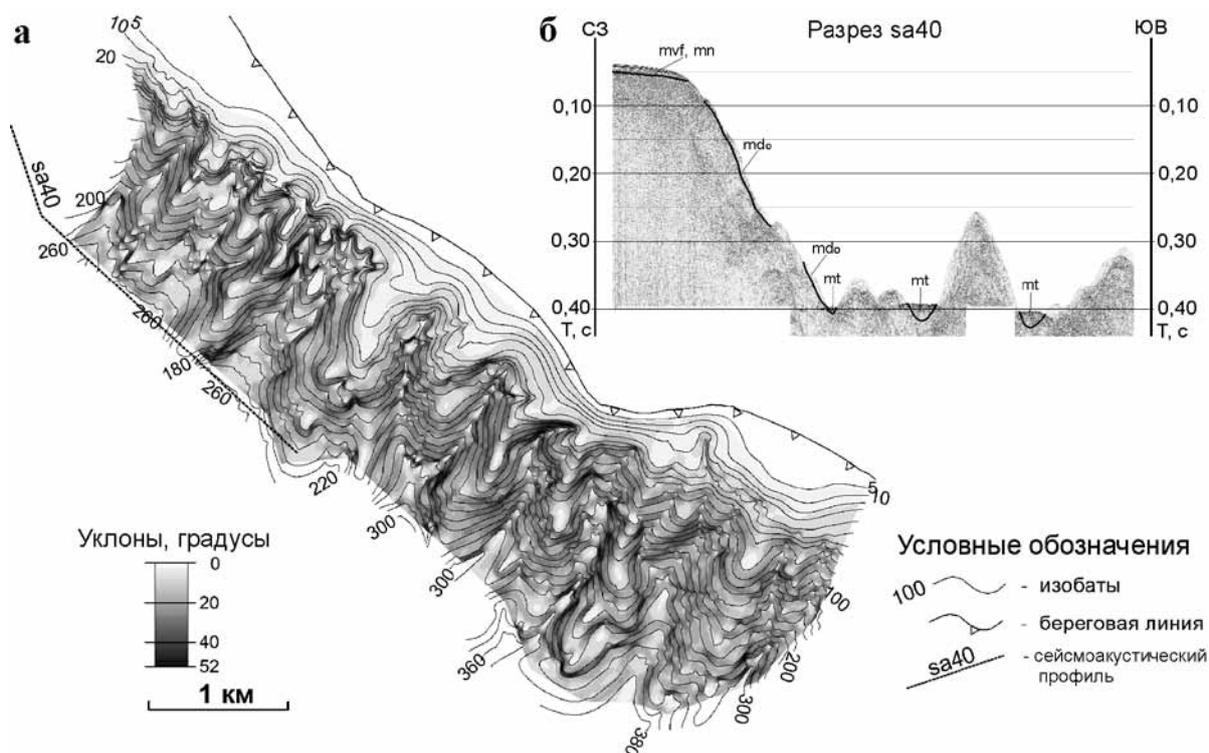


Рис. 2. Строение участка: а — схема углов наклона поверхности морского дна; б — сейсмоакустический разрез. Голоценовые морские отложения на сейсмоакустическом разрезе: mf, mn — флювиальные и нефелоидные; md, mn — декливиальные и нефелоидные; mvf, mn — ундафлювиальные и нефелоидные; md₀ — декливиальные обвально-оползневой фации; mt — турбидитовые

резкая, где галечники перекрывают и насыпаются на алевропесчаные отложения. Вероятно, это вызвано массовой отсыпкой галечным материалом пляжей для их сохранения. Алевропесчаные отложения содержат примесь ракуши и рассеянной гальки, гравия. Близ пляжевого галечника в песке присутствуют выраженные макроформы ряби шириной 20–30 см.

Мористее на участках относительно широкого шельфа, где волновое воздействие ослаблено, расположены поля песчанистых алевритов с примесью ракуши, с норками-холмиками полихет, следами ползания рапанов и раков-отшельников.

В шельфовой части присутствуют также локальные скопления не сортированного валунно-галечникового материала, глыб скальных пород — следы берего- и дноукрепительных отсыпок. Встречаются крупные антропогенные предметы: автомобильные колеса, бетонные блоки, автомобили, тросы и пр.

На отрезках очень узкого шельфа, где вершины каньонов в виде крутых ложбин максимально подходят к берегу и наклон дна равен или превышает угол устойчивости рыхлых отложений, зона галечников сразу переходит в расчлененную абразионную зону. Галечный материал на этих участках проходит транзитом — сгружается и рассеивается вниз по склону, присыпает выступы на стенках. Нередко глыбы отсыпки имеют за собой отчетливые борозды скольжения по дну в алевропелитовом осадке.

Аккумулятивно-абразионная обстановка развита незначительно в виде рассредоточенных локальных площадок на выположенных участках континентального склона среди абразионной обстановки, а также узкими полосами местами продолжает мористее сохранившиеся от абразии вытянутые водораздельные участки шельфа между каньонами. Здесь коренные породы морской террасы с поверхности часто имеют более прочную к эрозии эпигенетическую корку. Она в значительной степени предохраняет слабосцементированные отложения морской террасы от процессов донной эрозии и абразии. По всей видимости, корка сформирована за счет кольматации и эпигенетической минерализации. Мощность кольматационной корки составляет первые сантиметры. Она нередко испещрена дырками диаметром до 2 см камнеточцев.

Кольматационной коркой к коренным породам зацементированы старые рыболовные сети, что указывает на ее современное происхождение.

На участках активной эрозии и абразии эпигенетическая корка подвергается разрушению. Особенно активно это проявлено на бровке шельфа и выступах. На субгоризонтальных площадках у обрывистой кромки шельфа происходит разрушение корки с последующим более интенсивным размывом коренных пород. Корка остается в виде макро останцев. В сторону шельфа эрозия постепенно уменьшается, останцы глинистой корки смыкаются в рваное одеяло, затем эрозионная поверхность распадается на отдельные каверны, ямы и выемки размером до нескольких дециметров с последующим уменьшением их размеров и площади развития. Отдельные эрозионные выемки имеют признаки разгрузки подземных вод в виде шлейфа белесого налета оглеения или (и) бактериального налета.

Абразионная литодинамическая обстановка соответствует бровке шельфа и континентального склона. Переход между шельфом и склоном чаще обрывистый или очень крутой, нередко ступенчатый за счет слоистости коренных пород. Поверхность морского дна здесь интенсивно расчленена ложбинами и вершинными разветвлениями каньонов. Чехол донных осадков практически отсутствует. Средние углы наклона морского дна достигают 45° (рис. 2). Участки наиболее активной абразии — с углами склона более 20° — занимают основную площадь. Процессы абразии весьма интенсивны. Так, в районе мыса Константиновский за три года отдельные верховья каньона продвинулись в сторону берега на расстояния до 10 м. При этом углубление тальвегов произошло на величину до 7 м. Такое активное продвижение подводного каньона к берегу в зону волнового и вдольберегового перемещения наносов создает активный перехват вдольберегового перемещения осадочного материала и поступающего аллювиального материала с дальнейшим его перераспределением вниз по континентальному склону.

Абразионная зона обладает резко расчлененным рельефом. Континентальный склон, особенно в бортах каньонов, изобилует многометровыми (до 20 м и более) вертикальными стенками коренных пород, местами с отрицательными углами. Стенки обрывов сложены преимущественно коренными глинами и имеют грубо слоистое строение за счет присутствия пластов более грубозернистых пород. Сверху стенки имеют нависающие карнизы, козырьки и субгоризонтальные площадки, образованные более прочными и устойчивыми к абразии пластами грубозернистых пород — эпигенетически сцементированными косослоистыми галечниками и песками. Эти же пласты образуют частые отпрепарированные эрозией горизонтальные выступы на стенках, нередко со следами свежих отколов.

Морфология стен — наличие ровных выдержанных плоскостей, вертикальных входящих и выступающих углов — свидетельствует о формировании их за счет откола по вертикальным трещинам. На участках вертикальных и круто наклонных склонов нередко видны субвертикальные прямолинейные трещины и расщелины. Вверху на выположенных площадках они расширяются до рвов шириной 1–2 м, по которым происходит откол и обрушение блоков пород. Размер зафиксированных блоков обрушения составляет несколько метров.

По склону между вертикальными обрывами расположены ступенчатые участки и субгоризонтальные площадки с прислоненными декливиальными шлейфами. Переход вверх от горизонтальных площадок к стенке местами идет через ниши, формирование которых возможно суффозионным путем — выходами подземных вод. Местами присутствуют характерные для суффозии чашеобразные отрицательные формы.

Борта каньонов у днища крутые, часто отвесные. В бортовых частях находятся многочисленные боковые ответвления, ветвящиеся расщелины с вертикальными стенками, а нередко и отрицательными углами. На сочленении борт-днище каньона нередко присутствуют трещины откола с отсевшими блоками пород. Водоразделы между каньонами чаще представлены острыми гребнями, которые имеют следы активного разрушения.

Декливиальная обстановка развита локально. Это обвально-осыпные шлейфы у подножья абразионных склонов, а также участки оползания накопившегося чехла донных отложений на склонах, примыкающие к аккумулятивной обстановке.

Аккумулятивная турбидитовая обстановка развита на участках подводных каньонов, где представлена сгруженными осадками потоковой и дельтовой фации. Дельтовая фация каньонов

развита на выположенных участках ниже слияния нескольких каньонов (глубже 200–300 м). На сейсмоакустических разрезах поперечный профиль дельтовой фации имеет выраженный выпуклый профиль, заключенный между крутыми стенками каньонов (рис. 2). Повышенное развитие сгруженных осадков в условиях сильно расчлененного рельефа и крутых склонов указывает на интенсивный снос осадочного материала с шельфовой зоны и абрадируемой площади, перекрывающие скорость транспортировки материала по каньонам.

Прямые наблюдения показали широкое и активное развитие мутьевых потоков на континентальном склоне. Об этом свидетельствует резко различная прозрачность придонной воды и прямые фиксации мутьевых потоков. Интенсивная замутненность до суспензионных потоков с турбулентностью часто наблюдается в отрицательных формах рельефа: ложбинах, на дне каньонов, в их придонных участках, а также на некоторых участках склонов. Здесь присутствует плотная придонная муть мощностью от 0,2 до 2,5 м и более. Верхняя и боковая граница этих потоков с чистой водой резкая. Вероятно, активно поставляемый рекой алевропелитовый материал по мере накопления на наклонных площадках сползает, а затем теряет сцепление со склоном и переходит в плотный мутьевой поток. Это хорошо коррелирует с различной степенью припорошенности склонов илом — склоны то чистые и отмытые, то покрыты свежим алевропелитовым осадком. О наличии придонных течений свидетельствует рябь течения, отмечаемая на поверхности осадков на дне каньонов.

Техногенная обстановка соответствует площади Имеретинского грузового порта. Она полностью перекрывают пляжевую зону и блокирует вдольбереговое перемещение наносов с дельты рек. Возникновение техногенной обстановки в значительной степени нарушило природные литодинамические процессы Имеретинского побережья. За счет блокирования вдольберегового перемещения наносов с перераспределением их в каньоны здесь активизировалось проявление неблагоприятных экзодинамических процессов: активной абразии, деформации и уничтожения пляжевой зоны и отступления бровки шельфа.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫХ ОЗЕРАХ ГОРНОГО АЛТАЯ

Н.И. Глушанкова, Т.Н. Воскресенская, Л.Б. Формозова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, ni.glushankova@mail.ru

Типичным элементом ландшафтов областей горных оледенений являются приледниковые озера, массовое возникновение и развитие которых характерно для эпох деградации ледниковых покровов. В отличие от собственно ледниковых отложений, озерно-ледниковые осадки характеризуются тонким гранулометрическим составом, хорошей сортированностью, слоистостью (часто ленточного типа), представляя собой объект, благоприятный для палеогеографических и геохронологических исследований. Ленточным глинам областей материкового оледенения Фенноскандии, Северо-запада России посвящены многочисленные исследования, в том числе ставшие классическими (К.К. Маркова, Е.В. Рухиной, А.В. Раукаса, И.И. Краснова, Д.Д. Квасова и др.). Озерно-ледниковые осадки областей горного оледенения, распространенные на Тянь-Шане, Памире, Алтае, изучены все еще недостаточно. Объектом наших исследований послужили озерно-ледниковые отложения Горного Алтая.

На территории Горного Алтая они широко представлены на участках древних и современных ледников, обычно в понижениях моренного рельефа, либо перед грядами конечных морен. В пределах высокогорной Чуйской котловины, на западной ее периферии, в долине р. Чаган-Узун, берущей начало у подножья Софийского ледника (абс. отм. 2600–2615 м), представлены разновозрастные генерации озерных отложений. Долина реки представляет собой типичный трог, с верховьями в Южно-Чуйских белках и устьем, выходящим в Чуйскую котловину. По левому борту трога, на протяжении почти 5 км вверх от устья Чагана прослеживается непрерывный разрез ледниковых и доледниковых осадков, общая мощность которых превышает 215 м. Определенный термолюминесцентным методом возраст осадков

верхней части ледниковой толщи с глубины ~39 м составляет от 145 ± 13 тыс. л. н. (МГУ-КТЛ-2) до 266 ± 13 тыс. л. н. (МГУ-КТЛ-3) в ленточных глинах на глубине 110 м от кровли разреза (Девяткин, 1965; Разрез..., 1978).

Ледниковая толща, вскрытая в 200-метровом обрыве разреза Чаган ($50^{\circ}45'$ с.ш., $87^{\circ}30'$ в.д.), представлена несколькими пачками типичной морены, флювиогляциальных и озерно-ледниковых накоплений. В нижней части ледниковой толщи, под моренными валунными и флювиогляциальными отложениями, с глубины 84,5 м от кровли разреза прослеживается плосковыпуклая линза озерно-ледниковых осадков, перекрытых и подстилаемых мореной. Она представлена переслаиванием алевролита, глины и тонкозернистого песка, горизонтально слоистых, общей мощностью ~45 м. В верхней части линзы, в интервале глубин ~84,5–92,5 м, наблюдается переслаивание алевролита, глины алевролитистой и тонкозернистого песка, светло-серых и палево-серых, тонкогоризонтальнослоистых. Мощность прослоев колеблется от 0,5 см до 0,5 м. Осадки слоя слабо уплотнены, имеют тонкую плитчатую отдельность. В прослоях алевролита и песка наблюдается микрослоистость, особенно хорошо заметная на выветрелых стенках обнажения. Изредка встречаются гравий и галька, приуроченные к определенным прослоям. Слоистость и микрослоистость, выдержанные по простиранию, строго горизонтальны, с четкими и ровными границами. В песчаных прослоях микрослоистость имеет тонковолнистый, реже линзовидный характер. Иногда она затронута эпигенетическими деформациями в виде мелких складочек и небольших затеков слойков один в другой.

Ниже по разрезу линзы (в интервале глубин 92,5–96,0 м) залегает алевролит палево-серый и палевый, уплотненный, различной степени глинистости, с большим количеством гравия, гальки и мелких валунов, равномерно распределенных по разрезу и находящихся в неупорядоченном залегании. Степень окатанности обломочного материала от остроугольной до округло-эллиптической. Нижний контакт слабоволнистый. Еще ниже по разрезу ленточных отложений (в интервале глубин 96,0–129,5 м) наблюдается ритмичное переслаивание горизонтальных прослоев алевролита, песка и глины, палево-серых и пепельных. Весь слой тонкими глинистыми прослоями разделен на небольшие пачки тонко- и микрослоистых осадков. Слоистость строго горизонтальная, с четкими ровными границами. Местами первичная текстура осадков деформирована в мелкие складочки. В песчаных прослоях микрослоистость имеет тонкочешуйчатый и тонковолнистый характер. Контакт с подстилающими отложениями неровный, слабоволнистый, с многочисленными гравием и галькой.

Литологическое изучение ленточных отложений показало, что годовые ленты состоят из двух, трех и четырех слойков. Двучленные ленты представлены внизу разреза прослоями глины мощностью 1–2 см, выше — алевролита мощностью 25–26 см. Они наиболее многочисленные и достаточно равномерно распределены по разрезу. Трехчленные и четырехчленные ленты преобладают в нижней части разреза. Для их строения характерно присутствие, помимо глин и алевролитов, слойков песчано-глинистого и алевроито-глинистого состава, отражающих характер осадконакопления переходных сезонов года, а также несколько большая мощность лент, в среднем равная 30–35 см. Всего на 22-метровую исследованную часть разреза озерно-ледниковых осадков приходится 72 годовые ленты.

Изучение ленточных отложений в шлифах под микроскопом показало, что алевроитовые слойки состоят из зерен кварца (80–90 %), слюдистых (7–15 %) и рудных минералов (3–5 %) с редкими зернами плагиоклазов и других минералов. Среди алевроитовых слойков выделяются осадки с алевроитовой и алевроитово-пелитовой структурой. Для алевроитовой структуры характерна хорошая сортировка по размерности. Текстура обломочной части неясно слоистая, либо хаотичная. Цементом служат мелкие (пелитовой размерности) зерна кварца.

Отложения с алевроитово-пелитовой структурой обычно имеют ленточную текстуру с ясной горизонтальной микрослоистостью, обусловленной переслаиванием частиц пелитовой и алевроитовой размерности. Алевроитовые слойки по цвету более светлые, чем глинистые, и состоят на 90 % из кварца преимущественно угловатой, слабо окатанной формы. Иногда по краям зерна кварца слабо изъедены, с более редкими включениями рудных минералов и слюды. Слюдистые минералы четко ориентированы длинными осями по напластованию. Средняя мощность слойков 1,5–2,0 мм. Пелитовые слойки представлены мелкоагрегатными частицами,

по-видимому, кварца, слюдистых и карбонатных минералов. Средняя мощность слоев около 0,5–0,7 мм. Текстура ленточная. Глинистые прослои в шлифе представляют однообразную тонкодисперсную массу породы. Структура осадка пелитовая, текстура микромагматическая.

Наличие в разрезе линзы 2-членных, 3-членных и 4-членных лент, по-видимому, можно объяснить особенностями термического и гидрохимического режима садки материала. Наряду с гравитационным осаждением, в переходные (осенне-весенние) сезоны отдельных лет, возможно, имело место обильное осаждение тонкого глинистого материала в процессе коагуляции, что и приводило к обогащению алевроитовых прослоев пелитовыми частицами и образованию в годовых лентах 3- и 4-членного строения. Наличие их, очевидно, также может служить определенным свидетельством не очень контрастных сезонных переходов, в то время как дифференцированные 2-членные ленты чаще образуются в условиях более четкого деления года на летний (алевритовые слои) и зимний (глинистые слои) периоды.

Определенная закономерность наблюдается в распределении лент по разрезу: большая часть лент с 3- и 4-членным строением располагается в нижней части линзы. В средней и особенно в верхней частях разреза количество их уменьшается и возрастает число 2-членных лент. Отмеченное, возможно, может свидетельствовать об определенном усилении континентальности (контрастности) климата по мере накопления осадков. В пользу этого свидетельствует и факт перекрытия ленточных глин толщей морены.

Весьма интересным представляется распределение в разрезе мощностей холодных (зимних) глинистых прослоев, которые практически не изменяются. Причины этого не совсем ясны, хотя можно отметить некоторые обстоятельства, так или иначе влиявшие на характер осадконакопления тонкодисперсных частиц. К ним относятся: обратная температурная стратификация воды зимой, различная скорость осаждения частиц, изменчивость мутности по сезонам с нарастанием во времени и др. Микрослоистость, наблюдаемая в летних слоях, возможно, обусловлена кратковременными колебаниями привноса материала тальными ледниковыми водами, в свою очередь зависящего от изменения суточного температурного режима таяния ледника.

Детальный спорово-пыльцевой анализ ленточных отложений разреза Чаган показал близкое соотношение пыльцы древесных и травянистых растений. Состав пыльцы древесных пород неодинаков. В нижней части озерных отложений отмечено большее разнообразие: здесь, наряду со значительным количеством пыльцы кедра (от 25 до 70 %), встречается также пыльца сосны (до 50 %), древовидной и кустарниковой березы (до 40 %), ели (до 6 %), лиственницы (до 4 %). Для верхней части отложений характерно большее однообразие состава древесной пыльцы, абсолютное господство пыльцы кедра с примесью кустарниковой березки. Среди пыльцы травянистых растений наибольшее количество зерен полыней и маревых. Встречается также пыльца злаков и разнотравья. Приведенные палинологические данные свидетельствуют о достаточном разнообразии растительного покрова на окружающих приледниковое озеро территориях. Чуйская котловина покрывалась степной растительностью ксерофитного характера с участием тундровых элементов. Окружающие котловину горные хребты, свободные от ледников, были заняты разреженными лесами из сибирского кедра, лиственницы, древовидной и кустарниковой березы. В качестве примеси, возможно, встречалась сосна и ель. Во вторую половину накопления озерных осадков в связи с увеличением континентальности климата происходило выпадение из растительных ассоциаций некоторых древесных пород. На склонах гор произрастали разреженные кедровые и лиственные леса. Значительные пространства были заняты кустарниковой березой (Разрез..., 1978).

Бытующее представление об обезлесивании перигляциальной зоны во время материковых оледенений, как правило, справедливо для равнинных территорий, но не всегда приемлемо к условиям горного рельефа. Так, кедр сибирский в пределах Западно-Сибирской низменности не выдерживал неблагоприятных условий ледникового времени, а в горах юго-восточного Алтая, в местах непокрытых ледником, переживал некоторые ледниковые эпохи. И в настоящее время кедр составляет верхнюю границу леса в горах, подходя иногда к современным ледникам Алтая. Полученные нами данные о сохранности некоторых древесных пород в условиях гор в течение среднего плейстоцена подтверждаются материалами А.В. Куминовой (1963). Она отмечает, что в

связи с поднятием и оледенением в среднем плейстоцене на верхнем уровне гор сформировались густые кедровые леса с кустарниковым подлеском и моховым покровом, которые сохранились и в послеледниковое время. Кроме кедровых лесов во время максимального оледенения развивались лиственничные леса, а также холодная лесостепь из сочетания лиственных перелесков и луговых степей. Таким образом, в течение накопления ленточных глин разреза Чаган территория котловины была занята холодной степью, а ближе к горам — холодной лесостепью; на горных склонах, не покрытых ледниками, развивались разреженные леса богатого состава вначале, а затем несколько обедненные, преимущественно кедровые и лиственничные.

Суммируя изложенный выше материал по озерно-ледниковым осадкам разреза Чаган, можно констатировать, что приледниковое озеро существовало в небольшом, но контрастном (глубина ~40 м) понижении моренного рельефа, образовавшегося при одной из начальных стадий развития максимального оледенения Горного Алтая. Отсутствие заметного количества грубообломочного материала среди ленточных осадков в периферических частях озера, возможно, свидетельствует о наличии системы отстойных водоемов непосредственно перед ледником, в которых происходило накопление более грубого материала. Поступление грубого песчано-валунного материала в озеро было редким, эпизодическим, по-видимому, в виде прорыва струй непосредственно ледниковых вод. Озерно-ледниковые отложения мощностью около 25 м, вскрытые в разрезе Чаган-Узун (50°10' с.ш., 88°50' в.д.) в уступе третьей надпойменной террасы, представлены переслаиванием желтовато-серых алеврита и глины, горизонтально слоистых, с плитчатой отдельностью, в периферической части с включением гравия и гальки. Количество грубообломочного материала уменьшается к центральной части древнего водоема, где толща представлена преимущественно тонкими осадками с прослоями галечника в основании. Слоистая структура отложений обусловлена чередованием слоев желтовато-серой уплотненной глины с плитчатой отдельностью (1–3 см), светло-серого горизонтально-микрослоистого глинистого алеврита (2–10 см и более), микрослоистого буровато-серого глинистого алеврита (0,5–10,0 см) и опесчаненного серого алеврита (0,5–3,0 см) с темноцветными углистыми включениями. Хорошо сортированные прослой глинистого алеврита под биноклем представляют однородную массу, состоящую из кварца с равномерно распределенными слюдястыми и рудными минералами. В шлифе микрослоистость выражена довольно четко. При этом микрослойки (от 1 до 2–3 мм) не обнаруживают резких границ, постепенно переходя одна в другую. В целом ленточные глины разреза Чаган-Узун по сравнению с аналогичными отложениями разреза Чаган отличаются большей глинистостью летних алевритовых слойков и более редкими прослоями песчанистого алеврита. Менее четко выражена микрослоистость отложений, что связано, вероятно, с более однородным составом отложений. Согласно данным абсолютного датирования, ^{14}C $25,3 \pm 0,6$ тыс. л. н. (МГУ-ИОАН-65) углистых обломков из прослоев ленточных алевритов с глубины 9,5 м от кровли разреза накопление линзы ленточных глин относится к одной из начальных стадий деградации позднеплейстоценового горно-долинного ледника. За редким исключением, годовые ленты, средняя мощность которых достигает 8 см, имеют двучленное строение, что, вероятно, свидетельствует о четком делении года на теплые и холодные сезоны. Для спорово-пыльцевых спектров озерно-ледниковых отложений разреза Чаган-Узун характерно большое количество пыльцы древесных пород (преимущественно широколиственных и хвойных). В группе пыльцы трав и кустарников наибольший процент составляет пыльца вересковых (до 67 %) и разнотравья (до 31 %), также встречается пыльца водных растений. Из спор преобладают папоротники и сфагновые мхи.

Сравнительный анализ рассмотренных озерно-ледниковых отложений в долине р. Чаган показывает, что при удалении от гор в сторону Чуйской котловины ленточные отложения становятся более тонкими, улучшается окатанность зерен и сортировка материала, ухудшается сохранность зерен, заметнее выражена микрослоистость. Литологический состав их непостоянен. В устьевой части р. Чаган зимние слои представлены осадками глинистого состава, летние — чередованием глинистого алеврита, алеврита и песчанистого алеврита. В верхнем течении реки зимние слои состоят из алеврита и глинистого алеврита, летние — из алеврита и тонкозернистого песка. Для летних слойков характерна микрослоистость, отсутствующая в зимних. Из ленточных осадков наиболее быстро накапливались среднеплейстоценовые отложения разреза

Чаган. Формирование линзы в долине р. Чаган-Узун и в устье р. Чаган происходило с меньшей интенсивностью. Наиболее медленно накапливались осадки древнего оз. Ак-Коль. В целом озерно-ледниковые отложения плато отлагались интенсивнее, чем в горах, что прямо связано с количеством материала, поступившего в древние водоемы. Чем дальше по долине продвигался ледник, тем больше он получал материала, частично достигавшего приледниковых озер.

Таким образом, детальный анализ материалов комплексного изучения отложений приледниковых водоемов Горного Алтая позволил установить ряд специфических черт седиментогенеза, обусловленных как гидродинамической активностью, термическими и гидрохимическими условиями среды, так и разнообразием палеогеоморфологических условий и природных обстановок.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00372).

Литература

Глушанкова Н.И., Воскресенская Т.Н. Реконструкции палеообстановок плейстоценового седиментогенеза в приледниковых водоемах Горного Алтая // Известия РГО. 2008. Т. 140. Вып. 2. С. 49–57.

Десяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1965. Вып. 126. 244 с.

Куминова А.В. Некоторые вопросы формирования современного растительного покрова Алтая // Материалы по истории флоры и растительности СССР. 1961. Вып. 61.

Разрез новейших отложений Алтая. М.: МГУ, 1978. 208 с.

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЙ И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЙ ИСТОРИИ ГОРЛА БЕЛОГО МОРЯ

Н.И. Глушанкова, Т.С. Клювиткина, В.М. Соболев

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова ni.glushankova@mail.ru

Белое море представляет собой один из трех внутришельфовых бассейнов (Балтийское море, Гудзонов залив), на особенностях современной седиментации которого сказались как особенности развития этой территории в древнейшие этапы истории Земли, так и относительно молодые процессы плейстоценового ледникового и послеледникового осадконакопления. Древнейший этап нашел отражение в формировании геологических особенностей дочетвертичного субстрата, а плейстоценовый литоморфогенез обусловил формирование беломорской котловины с ее контрастным рельефом и специфическими сочетаниями береговой линии, а также привел к поступлению в нее большого объема осадочного материала в течение поздне- и послеледникового времени.

В истории формирования осадочного покрова четко выделяются два седиментационных этапа. Первый связан со временем отступления Скандинавского ледника и активного поступления в беломорскую котловину талых вод с большим количеством детрита ледникового и водно-ледникового происхождения. В этот период осадконакопление происходило практически во всей котловине, а сама седиментация имела пульсационный характер. Это привело к образованию здесь циклически слоистых, реже монотонных осадков преимущественно алевритового состава со значительной примесью щебнистых и дресвяных обломков кристаллических пород. Минеральный состав и геохимия осадков отражают первичный состав гранито-гнейсов Балтийского кристаллического щита. Второй этап седиментогенеза в Белом море (средне-позднеголоценовый) — типично морской. В отличие от позднеплейстоценового этапа осадконакопление развито локально и характеризуется контрастным фациальным строением. Спокойноводное накопление глинистых осадков сосредоточилось во впадинах ледникового и дочетвертичного рельефа. Волновые осадки приурочены к берегам с отлогим подводным береговым склоном, сложенным осадочными породами (Рыбалко и др., 2006).

В Горле Белого моря (66°30' с.ш., 41°20' в.д.) — узком проливе, соединяющим акватории Белого и Баренцева морей и представляющим собой депрессию, приуроченную к тектоническому

шву между Балтийским кристаллическим щитом и Русской платформой, формирование осадочной толщи в поздне- и послеледниковое время определялось существованием обширного приледникового бассейна. Он формировался, начиная с бореального времени у Зимнего берега до верхнего дриаса, у кромки тающего ледника Терского берега. Мощность осадочной толщи в пределах акватории Горла, по данным глубоководного бурения, проводившегося ПО «Архангельскгеология», составляет обычно до 30–50 м, а в депрессиях рельефа коренных пород, по данным сейсмоакустических исследований, может достигать 100 м (Соболев и др., 1995). Плейстоценовые отложения залегают в Горле Белого моря непосредственно на древнейших коренных породах венда. Наиболее древними являются морские микулинские пески, часто глинистые с включением мелкого ракушечного детрита, сохранившиеся от размыва в виде маломощных фрагментов. Абсолютные отметки залегания кровли этих образований колеблются от 65 до 200 м.

Значительное место в строении разреза принадлежит ледниковым поздневалдайским отложениям. Подводные конечно-моренные образования установлены, в частности, на Терском шельфе Горла Белого моря, где они, по сейсмоакустическим данным, образуют серию из семи кулисообразно расположенных гряд суммарной мощностью до 100 м. На Зимнем берегу в районе мыса Инцы мористое продолжение моренных гряд фрагментарно прослеживается вплоть до района Кедровских кошек. Конечно-моренные поздневалдайские образования различных стадий отступления ледников хорошо известны на прилегающей суше — Онежском полуострове, Зимнем и Терском берегах.

Основную часть разреза плейстоцена в Горле Белого моря слагает мощная (до 24 м) и довольно однородная толща алевритово-тонкопесчаных пород, четко прослеживающаяся на большей части акватории в виде хорошо выраженного геологического тела. Время формирования толщи, исходя из ее положения в разрезе между поздневалдайскими ледниковыми и среднеголоценовыми морскими отложениями, а также согласно палинологическим данным, охватывало аллеред, поздний дриас, пребореал, начало бореала. В это время в пределах современной акватории Горла Белого моря существовал специфический приледниковый водоем, в котором накапливались преимущественно тонкие осадки. Бассейновый характер седиментации подчеркивается серыми гидроморфными тонами окраски, наличием прослоек моносульфида железа — гидротроилита.

Детальное комплексное изучение осадков толщи по керну скважин, пробуренных вблизи Терского и Зимнего берегов, позволило восстановить некоторые особенности процессов седиментации и палеогеографической обстановки в Горле Белого моря. В гранулометрическом составе толщи алевритовые и тонкопесчаные частицы составляют до 80 %, глины — не более 20 %, грубообломочные частицы имеют явно подчиненное значение. Однородный состав при значительной мощности толщи говорит о довольно постоянных гидродинамических условиях среды осадконакопления. Скорости седиментации были высокими (до 8–16 мм в год). На приледниковый характер водоема указывает ряд специфических особенностей. Так, слабая сортированность осадков, либо даже ее почти полное отсутствие (энтропия составляет 0,683–0,875), может быть обусловлена быстрым осаждением материала из мутьевых гляциотурбидитовых потоков, возникавших при быстром таянии ледников. С процессами ледового разноса связано присутствие разрозненного и неравномерно распределенного по толще обломочного материала (Соболев и др., 1995).

Источники поступления материала в водоем были связаны с размывом и переотложением пород Балтийского кристаллического щита, о чем свидетельствуют особенности минералогического состава осадков: преобладание в составе тяжелой фракции роговой обманки (до 65 %) и граната (до 35 %) при невысоких содержаниях эпидота, пироксенов (не более 2–7 %). Минералогический состав толщи донных осадков имеет много общих черт с современными прибрежно-морскими осадками юго-западной части Баренцева моря (Лаврушин и др., 1984), моренами Кольского полуострова (Лаврова, 1960) и заметно отличается от состава осадков восточной (приновоземельской) части шельфа Баренцева моря (Эпштейн и др., 1993). В последних роговая обманка, эпидот, гранат, циркон содержатся в примерно равных количествах (по 10–20 %).

В осадках приледникового водоема Горла Белого моря в небольших количествах отмечены аутигенные минералы (пирит, барит). Интересно, что специфическая баритовая минерализация характерна и для позднеледниковых осадков Финского залива (Жамойда, 1992). Проявлению процессов минерального новообразования в приледниковых бассейнах, по мнению В.А. Жамойды (1992), способствовали изменения геохимических показателей среды, в частности, солености. Существенные колебания солености, как об этом свидетельствует состав легкорастворимых солей и видовое разнообразие диатомовой флоры, составляли характерную особенность приледникового водоема в Горле Белого моря. В начале своего существования, в аллереде, водоем был существенно опресненным или даже пресноводным. Об этом свидетельствует состав диатомей, включающих пресноводные виды: *Cocconeis placentula v. intermedia*, *Amphora ovalis v. pediculus*, *Achnanthes hungarica* и др. Но уже в позднем дриасе он приобрел отчетливо выраженный солоноватоводный характер. Повышенное содержание легкорастворимых солей (сухой остаток 0,342–0,595 %), однородный характер засоления с преобладанием ионов натрия и хлора свидетельствуют в пользу накопления осадков в бассейне, хотя бы периодически сообщавшимся с морем. Экологическая обстановка в приледниковом водоеме не благоприятствовала развитию морской биоты, в отличие от располагавшихся в акватории Горла морских бассейнов, как современного, так и древнего микулинского. Если в современных и древних морских осадках раковины морских моллюсков многочисленны и разнообразны по составу, то в осадках приледникового бассейна в редких случаях отмечается лишь ракушечный детрит.

Растительный покров суши, прилегающей к бассейну Белого моря, в позднеледниковое и послеледниковое время характеризовался сочетанием лесотундровых, тундровых и лесных ландшафтов, соотношения которых динамично изменялись во времени. В аллереде значительным распространением пользовались сосновые, березовые, а также еловые, часто заболоченные леса. В отложениях аллереда содержание пыльцы древесных пород колеблется в широких пределах — от 18 до 60 %, пыльцы трав — от 2 до 20 %, спор — от 31 до 78 %. Среди древесных пород очень высоко процентное содержание пыльцы сосны (до 77 %), ели (до 39 %). Пыльца березы составляет до 61 %, причем относительно много пыльцы карликовой березы (до 35 %). Пик максимального содержания пыльцы сосны отмечается и для спектров аллереда Балтийского побережья Литвы (Кабайлене, 1998). Среди пыльцы травянистых растений господствует пыльца полыни. В составе спор доминируют зеленые мхи (до 77 %), папоротники составляют до 64 %, сфагновые мхи — до 62 %. Перигляциальные кустарниковые сообщества в ландшафтах аллереда были представлены достаточно широко, как и сообщества травянистых растений. Значительное распространение последних, скорее всего, было связано с освоением открытых пространств, освободившихся от ледников, а также участков осушенного шельфа. Широкое участие пыльцы полыни в спектрах позднеледниковья, по мнению О.К. Борисовой (1994), могло быть связано с высокой продуктивностью *Artemisia maritima* L. — вида, и ныне широко распространенного по морским побережьям Европы.

В позднем дриасе роль лесных сообществ в растительном покрове сокращается, причем особенно заметно деградируют еловые леса. Содержание пыльцы древесных пород в спектрах составляет 20–32 %. Среди них преобладает пыльца березы (32–64 %), на долю кустарниковых форм которой приходится 18–28 %. Количество пыльцы сосны изменяется от 10 до 52 %, ели — от 3 до 17 %. Существенно возрастает роль ландшафтов открытых пространств, занятых травянисто-кустарниковой растительностью, увеличивается содержание пыльцы злаков, маревых, полыни. Среди спор доминируют споры зеленых мхов (до 76 %), содержание папоротников не превышает 19 %.

В пребореале роль лесных формаций вновь несколько возрастает. В спектрах древесных пород, составляющих 18–35 %, господствует пыльца древовидной березы (37–79 %), кустарниковые формы которой составляют не более 7 %. Достаточно высокое участие пыльцы сосны (15–36 %) и ели (3–17 %) свидетельствует о развитии наряду с березовыми сосновых и еловых лесов. Открытые пространства с травянисто-кустарниковой растительностью занимали существенное место в ландшафтах. Среди трав в составе спектров доминирует пыльца полыни (49–71 %), пыльца маревых составляет не более 17 %, злаков — не более 18 %. Нижняя граница пребореала на

пыльцевых диаграммах отчетливо подчеркивается пиком максимального содержания спор папоротников (54 %).

В бореале происходит дальнейшее увеличение роли лесных формаций в ущерб травянисто-кустарниковым сообществам. В общем составе спектров содержание пыльцы древесных пород колеблется в пределах 22–49 %, трав — 9–17 %, спор — 44–73 %. В составе лесов наряду с сосной и березой почти полноправным участником становится ель. Среди пыльцы древесных пород на фоне преобладания сосны (30–43 %) довольно много пыльцы древовидной березы (12–37 %) и ели (14–34 %). Среди пыльцы травянистых преобладает полынь (52–36 %), маревые составляют 5–20 %, злаки 3–10 %. В группе спор доминируют зеленые мхи (30–56 %), примерно в равных количествах отмечаются папоротники (21–36 %) и сфагновые мхи (15–31 %) (Соболев и др., 1995).

В конце бореала в Горле произошло резкое понижение уровня моря, с которым связано образование подводной террасы с уступом на современных глубинах 20–30 м. С поверхности этой подводной террасы южнее мыса Инцы грунтовыми трубками отобраны заторфованные осадки, а севернее мыса Инцы в колонке с глубиной воды 18 м встречен прослой торфа мощностью около 40 см. Вероятнее всего, эти отложения образованы в ходе регрессии литорина.

Начиная с атлантического времени, осадконакопление в Горле Белого моря происходило в морских условиях. Голоценовые и современные осадки, накапливавшиеся в условиях повышенной гидродинамической активности среды, связанной с воздействием интенсивных приливно-отливных течений в Горле, отличаются от осадков приледниковых водоемов более грубым составом, лучшей сортировкой, наличием включений раковин морских моллюсков. В частности, среди современных донных осадков в акватории Горла преобладают фации морских мелководий, содержание песчаных фракций в которых, в среднем составляя 70 %, может достигать 90 %.

Итак, в позднеледниковье и послеледниковье регион Белого моря являлся ареной сложных процессов дегляциации, проявления нескольких стадийальных подвижек и распада последнего ледникового покрова. В Горле Белого моря существовал приледниковый бассейн, интенсивная седиментация в котором происходила непрерывно, по крайней мере, от аллереда до первой половины бореала. Подобные приледниковые водоемы, отличавшиеся бедностью органического мира, значительными колебаниями солености, были распространены по всей периферии Балтийского щита, в бассейнах Балтийского, Норвежского, Баренцева морей, Ладожского и Онежского озер. Зарождение некоторых из этих водоемов произошло, возможно, даже в более раннее время, чем в Горле Белого моря. Наиболее древние абсолютные датировки, полученные по остаткам древесины из позднеледниковых осадков Ладожского озера, относятся к раннему дриасу (Невеский и др., 1977).

Процессы осадконакопления в приледниковом бассейне Горла Белого моря, имея много общих черт с таковыми бассейнов Балтики (Емельянов и др., 2001), в то же время отличались некоторыми своими особенностями. Относительно более грубый алевритово-тонкопесчаный состав, слабая сортировка осадков в Горле, а также отсутствие среди них фаций ленточно-слоистых и гомогенных глин, столь типичных для приледниковых бассейнов Горного Алтая и Балтики, вероятнее всего, связаны с более динамичными условиями среды осадконакопления, близостью источников сноса, большей контрастностью рельефа в котловине Горла. Исключительно высокие скорости осадконакопления (до 8–16 мм год), значительная мощность осадочной толщи (почти 24 м) равным образом определяют специфичность процессов седиментогенеза в водоеме, существовавшем в Горле Белого моря в эпоху деградации последнего ледникового покрова и становления современного морского бассейна, отличавшуюся кратковременными, но резкими изменениями природно-климатических условий, значительными колебаниями уровня океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00372).

Литература

Борисова О.К. Палеогеографические реконструкции для зоны перигляциальной зоны лесостепей Восточной Европы в позднем дриасе // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15 000 лет. М.: ИГ РАН, 1994. С. 125–149.

Емельянов Е.М. и др. Осадконакопление в Западно-Голландской впадине Балтийского моря // Океанология. 2001. Т. 41, № 6.

Жамойда В.А. Сравнительные аспекты аутигенного минералообразования в четвертичных отложениях морей гляциального шельфа и использование аутигенных минералов для стратификации разрезов // *Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России*. СПб., 1992. С. 97–104.

Кабайлене М.В. Строение приледниковых и голоценовых отложений Литвы и распространение древесных растений // *Главные итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке*. СПб., 1998.

Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 233 с.

Лаврушин Ю.А., Спиридонов М.А., Сахаров Б.А. и др. Вещественный состав приповерхностных донных отложений юго-западной части Баренцева моря // *Литология и полезные ископаемые*. 1984. № 6. С. 24–40.

Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.

Рыбалко А.Е., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Новигатский А.Н., Алиев Р.А., Бобров В.А. Белое море — типичная модель седиментации во внутреннем море гляциальной зоны // *Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование)*. М.: ГЕОС, 2006.

Соболев В.М., Алешинская З.В., Полякова Е.И. Новые данные о палеогеографии Белого моря в позднем плейстоцене-голоцене // *Корреляция палеогеографических событий: материк – шельф – океан*. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 120–129.

Эштейн О.П., Гатауллин В.Н. Литология и условия образования четвертичных отложений в восточной (Приновоземельской) части Баренцева моря // *Литология и полезные ископаемые*. 1993. № 1. С. 110–124.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Н.В. Голубова

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, golubova@sfnedu.ru

Верхнемеловые отложения получили значительное распространение на территории Северного Кавказа. В тектоническом отношении территория является весьма сложной, относится к Альпийской складчатой системе и представлена мегантиклинорием Большого Кавказа и сопровождающими его с севера Западно-Кубанским, Восточно-Кубанским и Терско-Каспийским передовыми прогибами (Геология СССР, 1968).

Отложения верхнего мела окаймляют широкой полосой горное сооружение Кавказа, слагая западное и восточное погружения, и распространяются почти на всей территории равнинного Предкавказья. На Северо-Западном Кавказе они представлены толщей карбонатного флиша. В южной части юго-восточного погружения развита вулканогенная толща мощностью до 1500 м с остатками позднеальбской и сеноманской фауны. Выше залегает мощный флиш, в состав которого входят свиты, имеющие местные названия. По фауне здесь выделены туронские, коньякские, сантонские, кампанские и маастрихтские отложения. Зона развития верхнемелового флиша протягивается вдоль южного склона Главного хребта до г. Туапсе и сливается с областью развития флишевых толщ Северо-Западного Кавказа. В составе флиша присутствуют песчаники и известняки.

В Предкавказье верхнемеловые отложения представлены всеми ярусами: сеноманским, туронским, коньякским, сантонским, кампанским и маастрихтским (Дробышев, 1951). В Центральном Предкавказье они слагают Пастбищный, Дарьинский, Джинальский и Лесной хребты. Отложения верхнего мела в Восточном Предкавказье протянулись от р. Асса на западе до р. Самур на востоке. Ими сложены Варандийская, Чижгинская, Ансалтинская, Бугринская и другие синклинали.

Среди отложений верхнего мела выделяются преимущественно чистые разности известняков, а также такие литологические типы карбонатных пород, как известняки песчаные, алевритистые, глинистые. Преобладающая структура известняков — пелитоморфная, пелитоморфно-микрозернистая, органогенная. Породы характеризуются

массивными, слоистыми текстурами, в них встречаются сутуро-стилолитовые поверхности. Органические остатки в известняках представлены кокколитофоридами, фораминиферами, «сферами», обломками призматического слоя иноцерамов.

При минералого-петрографическом изучении известняков выявлено, что они подверглись постседиментационным изменениям в результате процессов перекристаллизации, окремнения, фосфатизации, доломитизации и некоторых других.

Наиболее распространенным в известняках является процесс перекристаллизации. Отмечен он во всех типах известняков, но наибольшее развитие получил среди органогенных. Изменения, выразившиеся в перекристаллизации известняков, охватывают как основную массу породы, так и органические остатки, находящиеся в ней. В результате этого мелкие раковинки фораминифер, обломки иноцерамов замещаются более крупными кристаллами кальцита или оказываются заключенными в монокристаллы. Перекристаллизация происходит не всегда одинаково, она проявляется в различных структурных типах известняков по-разному, с различной интенсивностью.

Окремнением затронуты органические остатки и основная масса известняков. Преимущественно халцедоном частично или полностью замещены органические остатки, в некоторых наблюдаются крустификационные каемки по краям обломков, развивающиеся по кальциту. В цементе пород отмечаются неравномерно рассеянные мелкие выделения халцедона, придающие породам пятнистую окраску. Среди верхнемеловых известняков встречаются различные морфологические типы кремней (Агарков и др., 1990). Наиболее насыщены ими туронские отложения в междуречье Сочи-Мзымта. Здесь в толще известняков мощностью 5 метров встречены линзы, желваки, конкреции белых, серых, вишневых, пятнистых кремней, содержание которых достигает 10 %. Сложены они в основном криптокристаллическим, глобулярным халцедоном. В известняках Восточного Предкавказья силициты установлены в отложениях туронского, коньякского, сантонского и кампанского ярусов (Агарков и др., 1989). Они представлены кремнями, залегающими в известняках в виде желваков, конкреций, небольших линз и маломощных прослоев. Наибольшее распространение они получили в геологических разрезах по рекам Урух и Чанты-Аргун. Кремни имеют разнообразную окраску: белую, коричневатую-красную, черную. Минералого-петрографическими исследованиями установлено, что сложены они халцедоном, это также подтверждено результатами рентгенометрического и ИК-спектроскопического изучения пород.

Верхнемеловые известняки подверглись слабой доломитизации и сульфатизации. Содержание доломита в породах составляет первые проценты. Ромбоэдрические зерна доломита встречаются в виде тонкорассеянной примеси в кальцитовой массе известняков, а также приурочены к микротрещинам, порам и пустотам. Из сульфатных минералов чаще всего встречается ангидрит. Он развивается по кальциту органических остатков, иногда полностью замещая его и по основной массе. Фосфоритообразование наиболее интенсивно проявлено в отложениях сеномана и маастрихта, где в органогенных известняках присутствуют включения мелких зерен фосфата, обломки фосфатизированных губок, желваки и конкреции фосфоритов. В известняках верхнего мела встречаются сульфиды железа, представленные пиритом и марказитом. Они выполняют внутренние камеры фораминифер, образуют псевдоморфозы по тканям органических остатков, присутствуют в виде мелкой вкрапленности. Пирит и марказит наиболее обильны в пелитоморфных и микрозернистых известняках, обогащенных глинистым веществом. В породах также отмечаются сульфиды в виде конкреционных образований.

В последние годы одним из основных объектов поисково-разведочных работ на нефть и газ на Северном Кавказе являются верхнемеловые карбонатные отложения. Промышленные скопления углеводородов установлены в них в основном в пределах Ставропольского свода, Прикумской системы поднятий и Терско-Каспийского передового прогиба. Принято считать, что высокая перспективность верхнемеловых образований обусловлена прежде всего наличием в них трещинных коллекторов, в которых происходила аккумуляция углеводородов, мигрировавших по ослабленным зонам глубинных разломов из подстилающих или перекрывающих нефтегазогенерирующих терригенных пород, соответственно, нижнего мела или палеогена. Сами же вмещающие породы верхнего мела, представленные преимущественно

известняками, относят к типично хемогенным и в качестве нефтематеринских не рассматривают. Однако результаты электронномикроскопического исследования известняков позволяют отнести эти породы к фитопланктоногенным отложениям (Бойко и др., 1984). Известно, что фитопланктоногенное осадконакопление сопровождается при определенных условиях синтезом углеводородного вещества (седикахитов), являющегося, как известно (Вассоевич, 1981), основой процесса нефтеобразования. Это обстоятельство необходимо учитывать при определении направлений дальнейших геологоразведочных работ на нефть и газ в верхнемеловых отложениях Северного Кавказа, рассматривая их не только в качестве коллекторов, но и как, возможно, нефтегазогенерирующих.

Таким образом, результаты изучения постседиментационных процессов в известняках верхнего мела Северного Кавказа могут быть использованы при восстановлении условий их образования, фациальных и палеогеографических реконструкциях, при оценке качества карбонатного сырья для химической, цементной и металлургической промышленности, а также прогнозирования залежей нефти и газа.

Литература

Агарков Ю.В., Бойко Н.И., Голубова Н.В., Талпа Б.В., Хардигов А.Э. Кремнистые породы Западного Кавказа и перспективы их использования // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1990. № 3. С. 95–101.

Агарков Ю.В., Бойко Н.И., Голубова Н.В., Талпа Б.В., Хардигов А.Э. Кремнистые породы Восточного Предкавказья и перспективы их промышленного использования // Известия Северо-Кавказского научного центра Высшей школы. Естественные науки. 1989. № 2. С. 7–16.

Бойко Н.И., Голубова Н.В. Биогеохимические особенности формирования верхнемеловых карбонатных отложений Северного Кавказа в связи с их нефтегазоносностью // Биогеохимия приконтинентальных районов океана. М., 1984. С. 89–90.

Вассоевич Н.Б. Предисловие // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: МГУ, 1981. С. 3–13.

Геология СССР. Часть 1. Геологическое описание. Том IX. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968. 759 с.

Дробышев Д.В. Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на Северном Кавказе. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1951. 223 с.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ

Е.В. Голубовская

Геологический институт РАН, Москва, golubovskaya61@mail.ru

В литературе сведения о содержании РЗЭ в оолитовых железных рудах очень немногочисленны (Краускопф, 1959; Григорьев, 1966; Балашов, 1976). К. Краускопф для железистоокисных руд указывает содержания РЗЭ 10–100 г/т. Для оолитовых руд Западной Сибири приводятся количества, в 2–7 раз превышающие кларк (Григорьев, 1966). Распределение РЗЭ в разнофациальных оолитовых железных рудах Лабино-Малкинской зоны Северного Кавказа и генетически близких к ним руд Троянского района Болгарии подробно рассмотрены З.В. Тимофеевой и Ю.А. Балашовым (Тимофеева и др., 1972). Юрские оолитовые руды Лабино-Малкинской зоны Северного Кавказа формировались в субплатформенной зоне. Образование руд происходило в небольших озерных водоемах и в мелководной зоне прибрежно-морского бассейна. В оолитовых рудах Лабино-Малкинской зоны концентрация РЗЭ — 50–570 г/т. Минимальное содержание характерно для озерных малкинских руд, максимальное — для морских оолитовых руд плато Бечасын и Куденет-Яйла. Окисленные разности как озерных, так и морских руд отличаются более высоким содержанием РЗЭ, чем их неокисленные магнетит-хлоритовые и карбонатно-хлоритовые аналоги. Гидрогетитовые оолиты характеризуются более высоким содержанием РЗЭ по сравнению с оолитовой рудой. Однако, прямой зависимости между содержанием РЗЭ и Fe не установлено. Примесь фосфора в рудах (0,1–2,5 %) не влияет на распределение РЗЭ. Морские руды характеризуются пониженным содержанием тяжелых лантаноидов и увеличением в 5–10 раз количества Се по сравнению с озерными рудами. Окисленные руды относительно обогащены средними лантаноидами.

В Северном Приаралье железные руды распространены среди континентальных и прибрежно-морских отложений тургайской серии олигоцена (Яншин, 1953), что позволило Л.Н. Формозовой (1959) выделить их в особый «континентальный» тип оолитовых железных руд, не имеющих аналогов за пределами Северного Приаралья и Тургайского прогиба. Тургайская серия олигоцена в Северном Приаралье с размывом залегает на морских отложениях чеганской (верхний эоцен), реже саксаульской свит (средний эоцен) и сложена различными типами континентальных и прибрежно-морских отложений. Она состоит из трех свит: кутанбулакской, чиликтинской (нижний олигоцен) и чаграйской (верхний олигоцен)

Кутанбулакская и чиликтинская свиты являются возрастными аналогами ащайрыкской свиты, соленовского горизонта и отчасти байгубекской свиты Устюрта (Ахметьев и др., 1992). Основная часть оолитовых руд приурочена к соленовскому горизонту — кровле кутанбулакской и нижней части чиликтинской свит (Коченов и др., 1996). Тургайская серия с размывом перекрыта солонатоводными глинисто-карбонатными отложениями аральской свиты нижнего миоцена. Оолитовые руды отнесены к четырем генетическим типам отложений: аллювиальным, лиманным, дельтовым и озерным. Аллювиальные руды месторождения Кутан-Булак приурочены к центральной части Чукусинской синклинали. Минералогически среди руд резко преобладают гидрогетитовые. Все руды Кутан-Булака в большей или меньшей степени окислены. По текстурным особенностям руды разделяются на три типа: конгломератовые, бобово-оолитовые и оолитовые. Наиболее типичны руды первого типа, состоящие из угловатых обломков сцементированной оолитовой руды более древней генерации. Однако встречаются желтовато-зеленые прослои и линзы оолитовой руды, содержащие неокисленные слоистые силикаты смектитового ряда. Распределение РЗЭ исследовано в конгломератовой и зеленовато-желтой разновидностях руды. Лиманные руды распространены на месторождении Кара-Сандык, расположенном на северном берегу залива Перовского. Руды месторождения главным образом оолитовые. Бобово-оолитовые разности с линзами грубообломочных конгломератовых руд залегают только в кровле рудного горизонта месторождения и образовались в результате перемыва нижележащих рудных слоев. Оолитовые руды в основном сыпучие, темно-коричневого или черного цвета, сложены гидрогетитовыми оолитами, но наряду с ними встречаются оливково-зеленые руды, в которых основная, центральная часть оолитов сложена гидрогетитом, а тонкая внешняя кайма — слоистыми силикатами бертьеринового ряда. Такие руды представляют собой рыхлый сыпучий оолитовый «песок». При этом к собственно лиманным отложениям относятся руды нижней и средней части рудного тела, а более грубозернистые руды верхней части образовались в результате перемыва нижележащих рудных слоев в начале отложения чиликтинской свиты. Распределение РЗЭ изучено в черной и оливково-зеленой оолитовой руде из средней части разреза лиманных отложений, а также в бобово-оолитовой и конгломератовой руде из верхней переотложенной части разреза. Дельтовые руды развиты на Северном и Центральном участке месторождения Кок-Булак. Рудная толща состоит здесь из серии наклонно лежащих линзовидных тел. Рудные линзы разделены между собой пачками светлых глинистых алевритов и алевритовых глин. Выделяется несколько типов руд. Наиболее широко распространены сыпучие черные оолитовые гетитовые руды, не меняющие своего внешнего вида и минерального состава в разных частях линз. Ниже уровня грунтовых вод встречаются зеленовато-черные оолитовые и мелкоконгломератовые руды с сидеритово-хлоритовым цементом. Выше уровня грунтовых вод в результате окисления они переходят в бурые оолитовые и мелкоконгломератовые руды с гидрогетитовым цементом. Кроме этого, также выше уровня грунтовых вод встречаются оолитовые руды с кальцитовым цементом. Распределение РЗЭ изучалось в черной сыпучей оолитовой руде, в бурой сцементированной руде и в оолитовой руде с кальцитовым цементом. Озерные руды представлены на Южном участке месторождения Кок-Булак, где они приурочены к верхней части чиликтинской свиты (джаксыклычским слоям). На месторождении распространены зеленые, бурые и черные оолитовые руды, первые из которых обнаружены в нижних частях рудной залежи, вторые являются их эпигенетическими окисленными аналогами, а последние приурочены к поднятиям палеорельефа и являются первичноокисленными разностями. Проанализирован образец черной сыпучей оолитовой руды.

В оолитовых железных рудах Северного Приаралья содержание РЗЭ сильно варьирует от 101,46 до 194,68 г/т. Минимальные содержания свойственны аллювиальным рудам месторождения Кутан-Булак (Σ РЗЭ — 101,46 г/т), максимальные — озерным рудам месторождения Кок-Булак (Σ РЗЭ — 194,68 г/т). Среди лиманных руд Кара-Сандыка максимальные содержания РЗЭ характерны для первичных разностей, в то время как переотложенные руды обеднены РЗЭ. В дельтовых отложениях Кок-Булака содержания РЗЭ варьируют от 157,25 до 179,78 г/т. Минимальные значения отмечаются в образце с эпигенетическим кальцитовым цементом за счет относительного обеднения La, Ce и Yb. Зависимости между содержаниями РЗЭ и железом не устанавливаются. Отсутствие такой корреляции характерно как для осадочных малкинских оолитовых руд Северного Кавказа, так и для красноморских гидротермально-осадочных образований (Бутузова, 1998). Содержание РЗЭ в рудах также связано с примесью пелитового материала. Лиманные и озерные руды содержат смектит-слюдистую цементирующую массу, а, как показано в многочисленных работах, глинистые минералы являются важными носителями РЗЭ (Тейлор и др., 1988; Мигдисов и др., 1994; Ронов и др., 1996). Несколько повышенное содержание фосфора в рудах (до 1,5 % P_2O_5) не влияет на распределение РЗЭ. Спектры РЗЭ во всех фациальных типах изученных железных руд близки и характеризуются большим суммарным содержанием РЗЭ, чем RPSNC. Они относительно обеднены легкими РЗЭ и обогащены средними и тяжелыми лантаноидами по сравнению с RPSNC. Повышенная сорбционная способность гидроксидов железа, по-видимому, обуславливает более высокие концентрации РЗЭ в рудах по сравнению с алевро-песчаными породами. Однако отношение La/Yb, изменяющееся от 1,6 до 3,2, значительно ниже (в 2–5 раз), чем в глинистых и алевро-песчаных породах Русской платформы, а также в морских оолитовых железных рудах Лабино-Малкинской зоны Северного Кавказа. Такие низкие отношения La/Yb, возможно, обусловлены существенной долей растворимого комплекса РЗЭ, обогащенного тяжелыми лантаноидами, по сравнению со взвесью, в которой преобладают легкие РЗЭ. Лиманные руды при вариации значений отдельных элементов характеризуются спектрами РЗЭ, близкими спектру RPSNC. Спектры дельтовых и озерных руд месторождения Кок-Булак практически идентичны при некотором разбросе значений тяжелых лантаноидов. Для аллювиальных руд характерны сильные вариации в распределении тяжелых РЗЭ, что, скорее всего, связано с примесью минералов тяжелой фракции (Голубовская, 2005). Отношение Eu/Eu* изменяется в широких пределах от 0,45 до 1,23 и в среднем равно 0,8. В целом можно говорить об отсутствии положительной европиевой аномалии, что характерно практически для всех постархейских осадочных пород (Холодов и др., 2001). Сравнение содержаний РЗЭ в рудах и вулканитах Мугоджар показывает однотипность спектра для всех фациальных типов руд и значительное обогащение руд относительно вулканитов в легкой и тяжелой частях спектра РЗЭ. Исключением является Eu, содержание которого в рудах и вулканитах сопоставимо. Следовательно, можно говорить об однотипных источниках как рудного, так и терригенного материала для всех исследованных типов руд, при этом сказывалось не только влияние зеленокаменного пояса Мугоджар, но и других пород прилегающей суши. Скорее всего, существенную роль в распределении РЗЭ играли процессы неоднократного переотложения рудного материала. Содержание Y (33–56 г/т) не зависит от фациальной принадлежности руд. Отношение Th/Sc во всех образцах имеет близкие значения и в среднем равно 0,33.

Спектры распределения РЗЭ в различных фациальных типах железных руд Северного Приаралья достаточно близки при некоторой вариации значений. Различия могут быть связаны с минеральным и химическим составом рудных образований. Наиболее характерной особенностью является накопление тяжелых РЗЭ. Однако детальная дифференциация фациальных типов осадочных оолитовых железных руд на основе распределения РЗЭ вряд ли осуществима. Можно говорить лишь о конкретной геохимической специализации, связанной с региональной принадлежностью.

Изменения в количестве и составе РЗЭ во всех рассмотренных оолитовых рудах обусловлена составом пород питающих провинций, фракционированием в процессе переноса, седиментации и неоднократного переотложения железорудных горизонтов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 12-05-00246.

Литература

- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* Климаты олигоцена Востока Крымско-Кавказской области и Казахстана // Изв. РАН, 1992. Сер. Геол. № 3. С. 5–23.
- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Изд-во Наука, 1976. 268 с.
- Бутузова Г.Ю.* Гидротермальное осадочное образование в рифтовой зоне Красного моря. М.: Изд-во ГЕОС, 1998. 311 с.
- Голубовская Е.В.* К геохимии разнофациальных оолитовых железных руд Северного Приаралья // Литология и полез. ископаемые, 2005. № 2. С. 215–219.
- Григорьев В.М.,* Основные генетические типы железорудных месторождений и содержащиеся в них элементы-примеси // Геология редких элементов. Вып. 29. М: Недра, 1966. С. 38–45.
- Коченов А.В., Столяров А.С.* Проблема генезиса марганцевых руд в майкопской формации // Литология и полез. ископаемые, 1996. № 2. С. 182–195.
- Краускопф К.* Осадочные месторождения редких металлов // Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1959. С. 375–425.
- Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В., Шерстенников О.Г., Ронов А.Б.* Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород садочного чехла Русской платформы // Геохимия, 1994. № 6. С. 789–803.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А.* Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ // Литология и полез. ископаемые, 1996. № 5. С. 451–475.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Изд-во Мир, 1988. 379 с.
- Тимофеева З.В., Балашов Ю.А.* Распределение редкоземельных элементов в оолитовых железных рудах Северного Кавказа // Литология и полез. ископаемые, 1972. № 3. С. 128–135.
- Формозова Л.И.* Железные руды Северного Приаралья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 447 с.
- Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю.* Проблемы геохимии фосфора в докембрии // Литология и полез. ископаемые, 2001. № 4. С. 339–352.
- Янишин А.Л.* Геология Северного Приаралья. М.: Изд-во МОИП, 1953. 736 с.

ИХНОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРИ ВОССТАНОВЛЕНИИ ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК СЕДИМЕНТАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ УЗБЕКИСТАНА)

А.Д. Гончар¹, Л.Д. Шпора², С.Т. Хусанов²

¹*Институт геологии и геофизики АН Республики Узбекистан, Ташкент, aldangon44@mail.ru*

²*Филиал Российского государственного университета нефти и газа в г. Ташкенте, Ташкент, xusanov-2019@mail.ru*

Проведение комплексных литолого-фациальных работ для поисков и прогнозирования проявлений полезных ископаемых требует хорошо обоснованной биостратиграфической шкалы фанерозойского осадочного разреза. Ее развитие и постоянная детализация обеспечивались исследованиями коллективов палеонтологов и палеоботаников научных и производственных организаций Узбекистана. В этой работе активно участвовали специалисты из различных крупных научных центров других республик (А.Д. Миклухо-Маклай, Б.К. Лихарев, В.И. Волгин, А.В. Дженчураева и др.). К настоящему времени, из-за смены поколений и других причин, в биостратиграфическом изучении осадочных толщ Узбекистана наметился определенный дефицит исследователей по ряду групп ископаемых организмов. В условиях, когда осталось мало опытных специалистов-палеонтологов как палеозоологов, так и флористов, мы стали все чаще в своих работах использовать ихнологический метод. Ранее, в 60–70 гг. прошлого века, метод широко использовался под влиянием известных специалистов Р.Ф. Геккера и О.С. Вялова. Следует отметить, что после их работ дальнейшее развитие ихнологии нашло после многих лет перерыва только в совместной работе А. Дронова и Р. Миклоша, изданной в 2002 г. в Праге. Метод основан на поиске и изучении следов жизнедеятельности различных организмов,

преимущественно морских и в меньшей мере наземных. Доступность применения метода даже для молодых специалистов позволяет уже в полевых условиях получать первую информацию по реконструкции фациальных обстановок изучаемых толщ — от древних до молодых и от морских до наземных условий седиментации.

Показателем снижения интереса литологов СНГ к ихнологическому методу явилось участие в работе Международного конгресса по ихнологии, состоявшегося в Кракове в 2008 г., всего трех представителей. Несомненно, что за многолетний период изучения осадочных формаций фанерозоя столь огромной страны, каким был распавшийся Союз, накоплен значительный фактический материал по биогенным и механогенным текстурам. Полученный литологами и палеонтологами обширный фактический материал при изучении территории тогдашнего Союза нашел отражение в иллюстрациях к трехтомной монографии «Атлас текстур и структур осадочных горных пород», подготовленной в конце прошлого века под редакцией А.В. Хабакова. Работа стала настоящей энциклопедией на долгие годы, но, как всякая крупная работа, была мало приспособлена для использования в полевых условиях. Учитывая потребность в подобных изданиях, мы подготовили на русском и узбекском языках малоформатный полевой «Атлас типовых текстур фанерозойских осадочных толщ Узбекистана». Его целью стало дать молодому геологу необходимую информацию по осадочным текстурам — как биогенным, так и механогенным, — наиболее часто встречаемым в полифациальных осадочных толщах Республики. Неся информацию об обстановках жизнедеятельности древних организмов, текстуры часто позволяют определить уже в полевых условиях особенности осадконакопления толщ. Успешному применению ихнологии в Узбекистане способствует повсеместная обнаженность фанерозойских отложений, когда геолог имеет возможность описать и проследить изучаемую толщу на значительных расстояниях.

Разнообразные следы жизнедеятельности былой биоты выявлены уже в отложениях, относимых в Узбекистане некоторыми исследователями к венду. Так, к примеру, в карбонатах т.н. богамбирской и ее фациального аналога суялташской свит, развитых локально в хребтах Нуратау и Мальгузар, установлены уникальные по размерам ходы илоедов, достигающие в диаметре до 15–25 см (рис. 1). Обычно размеры ходов этих организмов не превышают нескольких миллиметров. Можно предположить, что это посмертные слепки беспозвоночных тел, достигавших в длину более метра при толщине тел до 0,25 м. В отложениях имеются примеры нескольких стадий закрытия ходов, происходивших в еще нелитофицированном карбонатном осадке. При довольно высоком метаморфизме карбонатов, приведшем почти к полной перекристаллизации органических остатков, частая встречаемость столь крупных ходов илоедов способствует корреляции разрезов различных участков региона. Необходимо отметить, что аналогичные по морфологии и размерам ходы в известняках недавно найдены и в Чаткальском хребте, за несколько сотен километров от Нуратинских проявлений (рис. 2). Очевидно, какие-то благоприятные обстановки среды седиментогенеза на узком временном отрезке геологической истории способствовали развитию гигантизма у илоедов. Во всех известных ныне проявлениях ходов они связаны с тонкослоистыми черными известняками, обогащенными органическим веществом и развитыми между органогенными постройками.

Отличаются морфологическим разнообразием и обилием проявлений следы придонных илоедов в отложениях ордовика и силура многих районов Западного Узбекистана. Особенно часто такие следы отмечены в мощных песчано-сланцевых толщах флишевой формации, неоднократно накапливавшейся в троговых прогибах древних бассейнов. Ширина следов ползания не превышает 0,5 см.

Разнообразны и обильны биогенные текстуры и в разрезах карбона и перми, широко развитых в южном горном обрамлении крупной Ферганской впадины, становящейся в последнее время объектом детального изучения нефтяников для выяснения перспектив палеозойской нефтегазоносности.

На разрезах позднего палеозоя Южной Ферганы была установлена приуроченность проблематичной текстуры Таонурус к прибрежным мелководным отложениям. Сделано предположение о связи образования текстуры с ловчим аппаратом полихет, когда организм зарывался вертикально в осадок, выставляя над дном свои щупальца. Достаточно часто



Рис. 1. Посмертный слепок тела гигантского илоеда в карбонатах богамбирской свиты. Хребет Богамбир (Южный Тянь-Шань)



Рис. 2. Посмертный слепок тела гигантского илоеда в карбонатах палеозоя в Чаткальском хребте (Срединный Тянь-Шань)

биогенные текстуры наблюдаются и в мезо-кайнозойских толщах нашего региона при определенном морфологическом отличии от палеозойских форм. Полученные результаты фациально-палеогеографических исследований осадочных толщ Узбекистана с применением методов ихнологии позволили уточнить характер седиментационных процессов в них и границы бассейнов осадконакопления. Учитывая простоту ихнологического метода, возможность его применения непосредственно в полевых условиях для осадочных толщ различного возраста и фациальных условий осадконакопления, мы считаем широкое применение этого метода в сложившихся условиях дефицита квалифицированных кадров вполне обоснованным. И хотя он не может полностью заменить традиционные методы биостратиграфического изучения и расчленения осадочных толщ, его применение позволит получить необходимые фактические данные по биоте ископаемых бассейнов и выиграть время для подготовки молодых специалистов-палеонтологов.

ПРОБЛЕМА УСТАНОВЛЕНИЯ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ ПАЛЕОЗОЙСКИХ БАССЕЙНОВ В УЗБЕКИСТАНЕ

А.Д. Гончар¹, С.Т. Хусанов²

¹*Институт геологии и геофизики АН Республики Узбекистан, Ташкент, aldangon44@mail.ru*

²*Филиал Российского государственного университета нефти и газа в г. Ташкенте, Ташкент, xusanov-2019@mail.ru*

Современные школы литологии, отличающиеся методическими приемами и особенно терминологией, при восстановлении обстановок осадконакопления изучаемых толщ часто исходят, в первую очередь, из поиска и анализа содержащихся в них биогенных и механогенных текстур. Наибольшая сложность и субъективизм проявляются при проведении границы между сушей и морем, как самой непостоянной части рельефа. Она зависит от многих факторов — как глобальных (тектонических, климатических), так и региональных (состав прибрежных отложений, местного вулканизма и т.д.). К примеру, уже в настоящее время с географических карт Узбекистана стремительно исчезает Аральское море, оставляя безжизненные засоленные пространства былого дна. Очевидно, что разномасштабные изменения объемов морей и их береговых линий неоднократно происходили и в геологическом прошлом планеты. За фанерозойский период геологического развития нашего региона его площади периодически заливались водами морских бассейнов, оставивших после себя толщи карбонатных и терригенных пород. Они сформировались в ходе трансгрессий или регрессий морей, имея в промежутках периоды относительной стабилизации акваторий. В этот период и формируется

наиболее устойчивая, но кратковременная береговая линия бассейна. В ней при развитии пологих берегов (пляжей) возникает аккумулятивный тип берега. При активном размыве слабоустойчивых береговых пород образуется абразионный тип. Классическим индикатором морской абразии берега можно считать Устюртский чинк в Западном Узбекистане, оставленный в послесарматское время Каспием. Он представляет собой обрыв высотой до 200 м при протяженности на десятки километров. Такие параметры береговой абразии могут отвечать катастрофически быстрой регрессии морского бассейна, обусловленной неравномерным и резким воздыманием площадей.

Часто изменения объемов бассейнов проявляются в виде размывов подстилающих отложений, угловых несогласий и накопления псефитов, сложенных галькой характерной уплощенно-округлой формы. В случае развития в береговой зоне уступов устойчивых пород могут формироваться волноприбойные ниши. Они образуются в нижней части уступа абразионного берега при гидравлическом ударе волн и влекомых ими обломков пород, особенно значительных при штормах (механическая абразия). В случае развития в береговой зоне легко размываемых толщ может происходить их растворение под постоянным действием прибоя (водная химическая абразия). Пологие и плоские побережья устанавливаются реже, в силу сложности и неоднозначности признаков их реконструкции. Показателями плоского побережья могут быть и пласты ракушняка с беспорядочно сгруженными и перебитыми раковинами. Перечисленные признаки береговой линии в усредненном виде и выносятся на палеогеографические карты, строящиеся для значительных временных срезов, заранее подразумевающих обобщение фактического материала. Разумеется, в реальности береговая линия морского бассейна может одновременно иметь различные свои типы: от пологого побережья до скальных стен.

В горном обрамлении Южной Ферганы позднепалеозойские отложения образуют разрезы значительной мощности в выступах фундамента, образующих горы Гузан, Каратау и Карачатыр. Наиболее мощный позднепалеозойский полифациальный разрез установлен в западной части гор Карачатыр, по степени и комплексности изученности выделяемый как эталонный для Средней Азии. Здесь волноприбойные отложения представлены пачками разногалечных конгломератов на нескольких уровнях стратиграфической колонки позднего карбона и ранней перми. Часто они залегают с размывами на подстилающих, иногда с мелкомасштабными несогласиями. В позднекарбовое время существования бассейна в Фергане, видимо, преобладали береговые зоны с активной обкаткой обломков, т.е. существовали неширокие галечные пляжи.

В пределах фораминиферовой зоны *Occidentoschwagerina alpine* (по Ф.Р. Бенш) нижнекеркидонской подсвиты ассельского яруса (Западный Карачатыр), о характере прибрежной зоны как обширном и пологом пляже можно судить по пласту гравийсодержащего известняка с обилием включений обломков разнообразных морских организмов. В его кровле,



Рис. 1. Общий вид на проявление штормовых знаков в разрезе Западного Карачатыра. Длина выходов более двухсот метров

на протяжении до двухсот метров, наблюдаются крупные волны асимметричных знаков ряби (рис. 1). Высота волн составляет до 0,2 м при длине волны до 0,6–1,3 м. С востока на запад четкость валов заметно снижается, выходя, очевидно, из волнового воздействия. Генетически это т.н. темпеститы, являющиеся следами штормового нагона воды на пологий берег. Примечательно, что на вершинах многих крупных валов сохранились мелкие валики, возникшие под ветровым влиянием. Их формирование происходило на затопленном пологом мелководье после шторма. Характерна приуроченность штормовых волновых знаков к отложениям регрессирующего эпиконтинентального бассейна, с процессом ухода которого всегда связано усиление ветров. Эта активизация ветров наблюдается и ныне на значительных площадях в бассейне усыхающего Аральского моря. В разрезе позднего палеозоя гор Гузан в пределах карасайской свиты верхнего карбона, сложенной песчано-сланцевым переслаиванием, часты обломки стволиков каламитов, отмечено прижизненное захоронение нижней части крупного ствола с остатками корневой системы в Акчечек-сае. Известно, что эти растения были влаголюбивыми и произрастали на заболоченных участках морских побережий, образуя подобие современных мангровых лесов. В одном из обнажений в пачке темных аргиллитов наблюдаются четкие корытообразные врезы, сложенные более светлыми глинистыми породами Их размер составляет в ширину до 10 м при глубине вреза 3–5 м. В литературе подобные береговые образования получили название ваттов, они формируются при приливно-отливных процессах на очень пологом побережье при слабой гидродинамике и развитии глинистых отложений.

В районе западного окончания хребта Мальгузар, южнее г. Джизак, обширные площади занимают дислоцированные палеозойские терригенные отложения. Они представлены темноцветным песчано-сланцевым переслаиванием с прослоями глинистых известняков. В настоящее время они выделены как джалатарская свита арениг-лландейловского ярусов нижне-среднего ордовика. Возраст обоснован обширным списком многочисленных радиолярий и конодонтов. В хр. Итарка и на прилегающих площадях развития джалатарской свиты ордовика имеются многочисленные выходы черных, местами черно-синих кремней. Они наблюдаются в виде линз протяженностью в десятки метров при мощности до 5–10 м, имеют четкие тектонические контакты с окружающими терригенными отложениями. При изучении одного из таких выходов кремней, в двух точках севернее хр. Итарки, отстоящих друг от друга метров на сто, в его подошве были выявлены крупные ниши. Высота ниш от 1,8–2,5 м, протяженность на несколько десятков метров. В одном из обнажений наблюдается двухъярусность расположения ниш, разделенных карнизом, также выполненном кремнем (рис. 2). В другом обнажении второй ярус проявлен слабо. Морфология ниш позволяет отнести их к волноприбойным. Очевидно, что они послеордовикские. Вряд ли ниши столь сложной конфигурации и значительных размеров могли быть выработаны прибором непосредственно в кремнях, если допустить их сингенетический генезис с песчано-глинистыми вмещающими толщами джалатарской свиты. В геологической литературе известен и описан процесс т.н. метасоматического преобразования различных пород в зонах тектонических нарушений под влиянием температур и различных вод. Особенно легко этот процесс протекает в известняках и доломитах, часто обладающих пористостью и трещиноватостью, благоприятными для фильтрации растворов. Метасоматиты формируются уже в твердой породе на поздних стадиях преобразования, чаще всего при катагенезе, хотя и несут текстуры и структуры первичных пород.

Можно полагать, что процессы



Рис. 2. Двухъярусные волноприбойные ниши в окремненных терригенных толщах джалатарской свиты. Между ними четкий карниз временного перерыва волнового воздействия

преобразования пород в зонах крупных разломов региона произошли после среднекарбовоного времени, в этап широко проявившейся герцинской активизации тектоники и вулканизма. Вероятно, что волноприбойные ниши сформировались в легко размываемых песчано-сланцевых толщах джалатарской свиты, причем их сложное строение отвечает двум стадиям изменения акватории среднекарбовоного бассейна (в постбашкирское время), разделенных кратким перерывом. Наличие карниза, видимо, связано с недолгим существованием береговой линии и слабой гидравлической энергией волн, позволившим сохраниться в легко размываемых толщах маломощной границе между ритмами развития бассейна. Отсутствие прибрежных отложений (бенч) в полосе развития волноприбойных ниш можно объяснить легкой размываемостью песчано-глинистых толщ, лишь придававших повышенную мутность воде. Расположение двух проявлений волноприбойных ниш под углом относительно друг друга позволяет предположить, что они составляли единую часть береговой линии поднятия. Формирование выявленных волноприбойных ниш можно отнести к комбинированному механическому и химическому волновому воздействию. Характерно, что в полосе между двумя выходами волноприбойных ниш в кремнях имеется много обвалов крупных глыб, отдельных пещер. Возможно, что и они сформированы под действием прибоя (абразионно-обвальный тип берега).

Консервация уникальных объектов (волноприбойных ниш) связана с проявлением тектонических процессов и последующими метасоматическими преобразованиями линзовидных пластов известняка в зонах разломов. В результате произошло интенсивное окремнение тонкоплитчатых известняков с их переходом почти полностью в кремни с сохранением первичного характера напластования и следами карстового процесса.

ВЫДЕЛЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПОСТРИФТОВЫХ ОСАДОЧНЫХ СЕРИЙ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗОВ ТРИАСА СЕВЕРНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

В.В. Гончар

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, victor.gonchar@ukr.net

Предлагается подход к распознаванию обстановок пострифтового термального погружения, основанный на соотношениях между скоростью осадконакопления и параметрами термального изостатического погружения. С их помощью в седиментационной записи выделяются пострифтовые осадочные серии, что в итоге позволяет перейти к реконструкции бассейна и палеолитосферы. Вычлняя пострифтовые серии по скоростям осадконакопления, удастся более точно обосновать этап синрифтового тектонического погружения, чему способствует также вводимый предел допустимых средних скоростей при термальном погружении.

Методика. Для описания остывающего мантийного полупространства используется обобщенный на случай континентальной литосферы параметр остывания k , определяемый выражением

$$k = 2\eta\sqrt{\chi}, \quad (1)$$

где χ — коэффициент температуропроводности, η — пространственный коэффициент (Теркот,

Шуберт, 1985); размерность k — км/млн лет^{1/2}, первоначально введенный для расчета мощности океанической литосферы (Сорохтин, 1973). При условии локальной изостатической компенсации и полной седиментационной компенсации термального погружения мощность накапливающегося осадочного чехла и скорость осадконакопления выражаются так (Гончар, 2011):

$$h_s = \frac{k\sqrt{t}(\rho_m - \rho_a)}{(\rho_a - \rho_s)}; v_s = \frac{k(\rho_m - \rho_a)}{2\sqrt{t}(\rho_a - \rho_s)}, \quad (2)$$

где ρ_s, ρ_m, ρ_a — средние плотности чехла, литосферной мантии и астеносферы, соответственно,

t — время. На основании этих уравнений строятся теоретические кривые осадконакопления, сравнивая которые с данными стратиграфических разрезов можно выделить сингенетичные остыванию осадочные серии и найти k . В привязке к параметру остывания определяется палеотектоническая позиция бассейна, кроме того, с его помощью осуществляется приближенная реконструкция литосферы: выделяются реликтовая рифтогенная и новообразованная ее части (Гончар, 2011, 2012). Для разрезов в складчатых областях степень утонения исходной континентальной литосферы находится из приближенного соотношения:

$$\beta = \frac{k_m}{k_m - k}, \quad (3)$$

где k_m — предельное значение в случае океанической литосферы, отвечающее нулевой температуре на поверхности остывающей мантии.

Основную информацию об истории погружения несут частные и сводные стратиграфические разрезы. Последние, как правило, содержат стратиграфические подразделения с переменной мощностью, так что для каждого выделяемого временного интервала в общем случае будем иметь некоторый интервал изменения скорости осадконакопления. Рассмотрим идеализированную локально-изостатическую модель осадочного бассейна (рис. 1А, I), в которой осадконакопление определяется уравнениями (2), а для расчета использована заданная пространственная функция k (рис. 1А, II). Модель отображает состояние бассейна, погружавшегося в течение 50 млн лет в неизменных мелководных условиях. Разрез чехла разделен на три условные тектонические зоны: наиболее погруженная часть с $k > 8$ характеризует впадину, развивающуюся на коре, близкой к океаническому типу. Осадконакопление в интервале $k=4-8$ (степень утонения литосферы от 1,9 до 17) может характеризовать одновременно как склон (суб)океанической впадины, так и условия развитого континентального рифта. Зона с $k < 4$ отвечает верхней части склона (перикратону), а также может отражать условия погружения платформенной впадины.

Для точного определения величин параметра остывания k используются кривые накопления осадка (рис. 1Б), которые являются одновременно и обращенными вверх кривыми погружения фундамента. При проведении обзорного анализа в случае сводных стратиграфических разрезов и корреляции пострифтовых серий более подходит анализ скоростей осадконакопления. Для каждого выделенного слоя на разрезе (рис. 1А, I) в вертикальном сечении может быть получена средняя скорость осадконакопления делением мощности на временной интервал. На диаграмме скоростей осадконакопления ему будет соответствовать столбец замеренных скоростей (рис. 1В), верхняя и нижняя грани которого отвечают скоростям при указанных граничных значениях k : 4 и 8. Столбцы стратиграфических интервалов пострифтового бассейна образуют закономерный ступенчатый ряд, в пределах которого диапазон замеренных средних скоростей осадконакопления уменьшается со временем, соответствуя теоретическим экспоненциальным кривым, описывающим замедление термального погружения, в противовес неизменным граничным значениям k . Для работы с начальной стадией погружения составлена номограмма, связывающая средние скорости и коэффициент остывания при различных временных интервалах среднения (рис. 1Г). Из нее следует, в частности, что для начального интервала 1 млн лет максимальная средняя скорость достигает в случае (суб)океанического фундамента >1 мм/год. Она достаточно быстро снижается с уменьшением k и при $k=5$ составит 0,3 мм/год. Выше кривой $k_m=8,5$ находится область скоростей, превышающих допустимые при термальном погружении. Такие аномальные скорости осадконакопления могут быть обусловлены тектоническим погружением, и их с высокой долей вероятности можно относить на счет синрифтового этапа развития бассейна.

Верхоянская раннетриасовая «пассивная» окраина. На палеотектонических разрезах Верхоянья триасовые отложения наращивают к востоку осадочную призму верхоянской

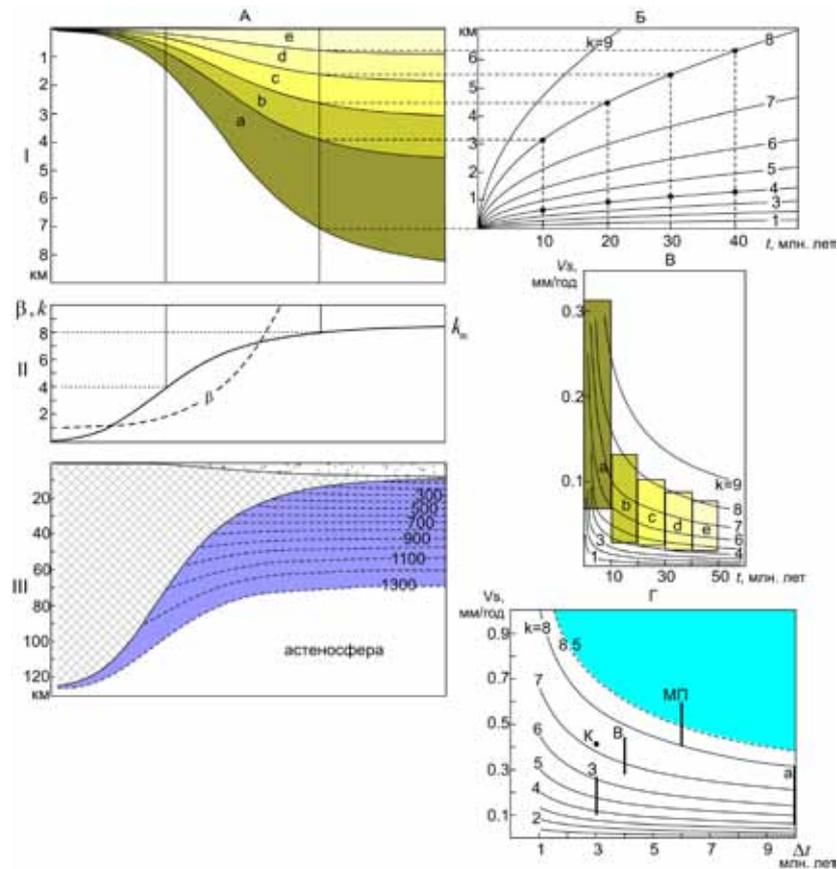


Рис. 1. Модель «идеального» пострифтового бассейна после 50 млн лет термального погружения (А) и приемы интерпретации осадочных серий (Б–Г)

I — модельный профиль мелководного осадочного бассейна; изохроны чехла проведены через 10 млн лет; буквами а, b, c, d, e обозначены слои в зоне, ограниченной величинами k 4 и 8. II — заданный профиль коэффициента остывания и соответствующего ему коэффициента утонения исходной литосферы β . III — профиль глубинного строения; 1 — реликтовая литосфера; 2 — новообразованная литосфера, изолиниями показано поле температур мантии. Б — диаграмма накопления чехла; показаны теоретические кривые осадконакопления, соответствующие разным k , точками обозначены положения кровли слоев в выделенных сечениях разреза с $k = 4$ и 8. В — диаграмма скоростей осадконакопления; показаны кривые изменения теоретической скорости осадконакопления при постоянных k , а также столбцы средних скоростей, отвечающих выделенным на рис. 1А, I слоям а, b, c, d, e. Г — уточняющая номограмма начального этапа погружения, ставящая в зависимость средние скорости осадконакопления от длительности начального этапа (Δt) также в поле величин коэффициента остывания; тонирована область, в пределах которой скорости осадконакопления превышают допустимые при термальном погружении; показаны диапазоны скорости осадконакопления начальной стадии пострифтовых серий: слоя «а» модели, хр. Кулар (К), а также Валерьяновской зоны (В), Зилаирского синклиория (З), Магнитогорской подзоны (МП) Южного Урала

серии и в таком качестве они рассматриваются как ординарный член формационного ряда позднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины Сибири (Парфенов, 1984; Зоненшайн и др., 1990). Однако есть основания полагать, что процессы осадконакопления на периферии Сибирского континента в триасе в значительной степени определялись (послед)действием пермо-триасового суперплюма (Добрецов, 1997). Примеры близповерхностной манифестации последнего в Верхоянье известны пока в виде покровов основных эффузивов и стратиграфических перерывов в основании раннего триаса (Структура и эволюция..., 1985). Оценить более полно масштабы влияния суперплюма можно на основе признаков термального погружения в отложениях верхоянской серии. Был предпринят анализ скоростей осадконакопления для профиля, пересекающего структуры палеоокраины Сибирского континента: от устья Лены через Хараулахский хр. до Кулара, для чего использовались стратиграфические разрезы из работ (Геология СССР, 1970; Гусев, 1979; Константиновский, Липчанская, 2011) для участков: Булкур, западного и восточного притоков Хара-Улах, Омолой и Кулар. Как видно (рис. 2), имеются четкие признаки пострифтового осадконакопления во всех точках профиля с

синхронным началом на рубеже индского и оленекского ярусов. Индский ярус по колебаниям скорости осадконакопления — то ниже, то выше скорости оленекского яруса — должен быть отнесен к рифтовому этапу. Средние скорости осадконакопления, образующие пострифтовые тренды на диаграммах, возрастают вдоль профиля с запада на восток, фиксируя тем самым увеличение соответствующих значений коэффициента остывания k . Эта тенденция отвечает последовательному подъему кровли аномальной мантии в направлении от континента к оси бассейна. Ориентировочные оценки для Кулара дают максимально возможные величины k (8 и более), что говорит о предельном утонении исходной литосферы в его случае, не достигшем, по-видимому, спрединговых условий. Следует отметить, что оценки k Кулара наименее точны и могут быть завышенными вследствие неполной осадочной компенсации погружения, вполне естественной для глубоководных условий (для внесения поправок потребуются данные об изменениях глубины моря).

На рис. 3 представлены диаграммы накопления чехла для четырех участков, с помощью которых уточняются значения параметра остывания. В пределах первых трех устанавливается точное следование траекторий натурального осадконакопления теоретическим кривым ($k=2,2, 2,3$ и $3,6$), что говорит, в частности, о выполнении условия седиментационной компенсации погружения (по-видимому, сказывается шельфовая обстановка (Геология СССР, 1970; Структура и эволюция..., 1986)). Соответствие осадконакопления закону термального погружения может использоваться для детализации стратиграфических разрезов. В случае Восточного Хараулаха, для которого индский ярус на разрезе не выделен (Геология СССР, 1970), рубеж между ним и оленекским ярусом подбирался путем выведения точек имеющих стратиграфических подразделений на одну кривую. Это достигается на кривой $k=3,6$, тогда мощность отложений

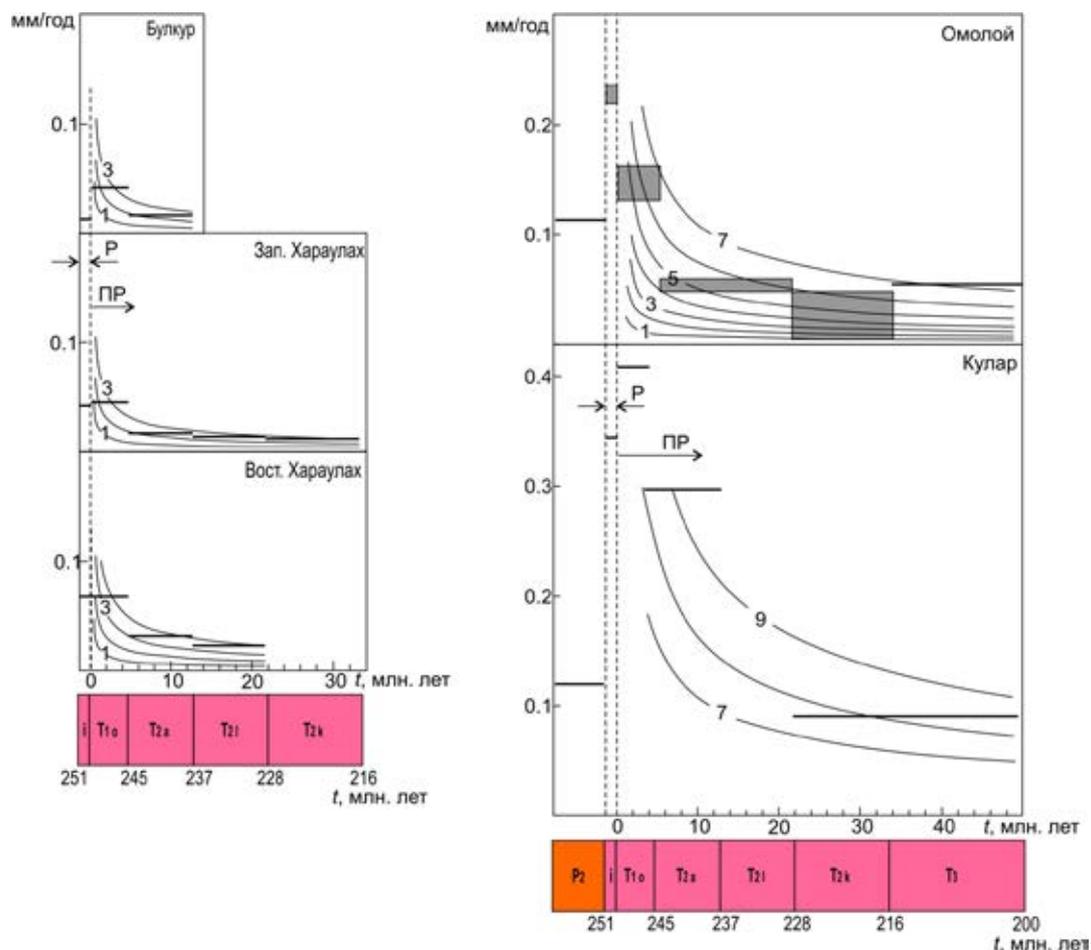


Рис. 2. Диаграммы скоростей осадконакопления в триасе в пределах палеоокраины Сибирского континента для участков: Булкур, Западный и Восточный Хараулах (Геология СССР, 1970), Омолой (Гусев, 1979) и Кулар (Константиновский, Липчанская, 2011)

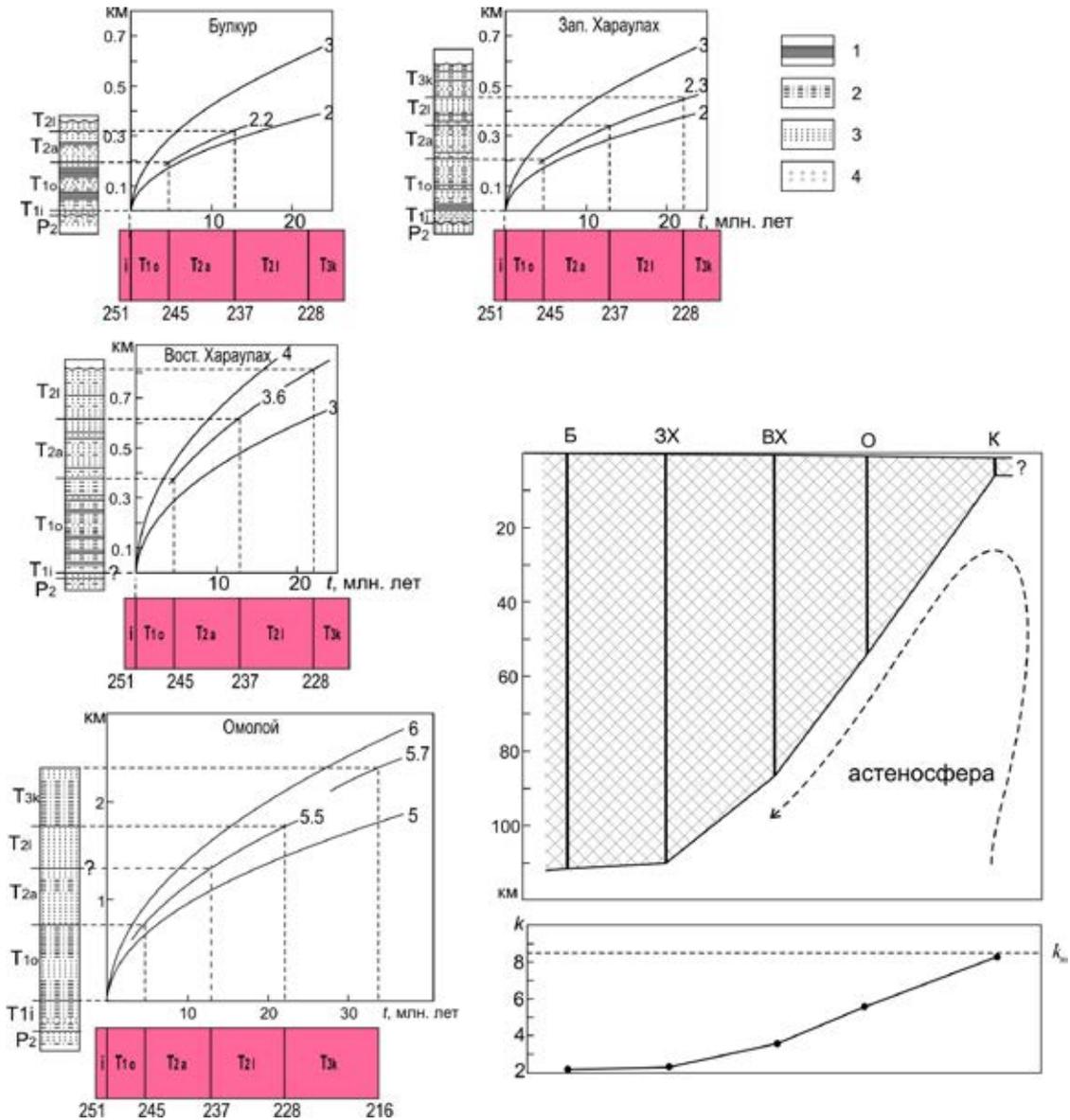


Рис. 3. Анализ диаграмм накопления чехла палеоокраины Сибири в триасе; стратиграфические колонки по (Геология СССР, 1970; Гусев, 1979) с небольшими дополнениями, полученными в рамках модели. 1 — аргиллиты, 2 — алевролиты, 3 — песчаники, 4 — конгломераты

На врезке: сверху — реконструкция профиля литосферы перед началом остывания (рубеж индского и оленекского ярусов) на основании полученных величин k (внизу)

индского яруса составляет порядка 20 м. На использованном сводном стратиграфическом разрезе Омолойского участка (Гусев, 1979) не выделена граница между анизийским и ладинским ярусами. Найденная по точкам, отмечающим подошву и кровлю среднего триаса, кривая накопления чехла $k=5,5$ дает основание провести рубеж между этими ярусами на уровне 550 м выше кровли нижнего триаса. Точка кровли карнийского яруса совпала с кривой $k=5,7$, что может означать, что осадконакопление в пределах Омолойского синклинали в начале позднего триаса вышло из-под контроля термального погружения, вероятно, под влиянием очередной тектонической активизации. Почти повсеместно на северо-востоке Сибири между средним и поздним триасом отмечаются крупные стратиграфические несогласия (Структура и эволюция..., 1985), их и можно связать с прерыванием ранне-среднетриасовой пострифтовой серии.

На основании полученных значений k построен глубинный разрез (рис. 3, врезка), который воспроизводит примерный профиль реликтовой (рифтогенной) литосферы, соответствующий концу рифтового этапа — 349,7 млн лет. Мощность утоненной литосферы рассчитывалась, исходя из принятой ее первоначальной мощности в 150 км. Подошва литосферы для Булкура и

Западного Хараулаха практически не меняется, оставаясь на уровне 111–110 км. Существенное ее воздымание определяется в пределах Восточного Хараулаха до 90 км и еще большее для Омоя (60 км). Под Куларом толщина литосферы перед началом остывания прогнозируется на уровне 10 км и менее. Участок между Омоем и Куларом должен соответствовать основному уступу континентального склона и подножию. Зона отложений Кулара приурочена к области максимального подъема астеносферы, под ней показана восходящая ветвь гипотетической конвективной ячейки, функционирование которой на рубеже перми и триаса могло привести к формированию типичного для развитого рифта профиля литосферы.

Литература

- Геология СССР. Северо-Восток СССР. М.: Недра, 1970. Т. 30. Геологическое описание. Кн. 1. 548 с.
- Гончар В.В. Погружение субокеанических впадин // Изв. вузов. Геология и разведка. 2011. № 3. С. 4–14.
- Гончар В.В. Пострифтовая эволюция впадин Черного моря // Отечественная геология. 2012. № 6. С. 73–82.
- Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука. 1979. 207 с.
- Добрецов Н.Л. Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. АН СССР. 1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 1 — 325 с, т. 2 — 334 с. М.: Недра, 1990.
- Константиновский А.А., Липчанская Л.Н. Строение и формации северной части Яно-Колымской складчатой системы // Геотектоника, 2011. № 6. С. 40–57.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск, 1984. 190 с.
- Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208, № 6. С. 1338–1341.
- Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 246 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Ч. 1. М.: Мир, 1985. 370 с.

ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ И ЛИТОСФЕРА ЮЖНОГО УРАЛА В РАННЕМ КАРБОНЕ

В.В. Гончар

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, victor.gonchar@ukr.net

Рассмотрим возможность выделения пострифтовых серий в разнофациальных зонах раннекаменноугольных отложений Южного Урала и их использования в палеотектонических построениях, учитывая, что предлагаемые модели для этого периода являются дискуссионными (Пучков, 1993; Мизенс, 2000; Тевелев и др., 2005). Методика анализа седиментационной записи погружения описана в статье автора «Выделение и корреляция...» в этом сборнике. Используются сводные стратиграфические разрезы Зилаирского синклиория (Унифицированные..., 1968), Магнитогорской подзоны Магнитогорского мегасинклиория, Восточно-Уральской зоны (Тевелев и др., 2005), а также Валерьяновской (Кустанайской) зоны (Унифицированные..., 1968). Для всех рассмотренных зон пострифтовые серии уверенно выделяются на диаграммах скоростей осадконакопления по характерным экспоненциально понижающимся скоростным колонкам (рис. 1А). Начальные столбцы с максимальными скоростями анализировались с помощью номограммы первого этапа (см. рис. 1Г в статье «Выделение и корреляция...»). На ней колонка аномально высоких скоростей Магнитогорской подзоны (0,4–0,6 мм/год в интервале 348–343 млн лет) дает порядок скоростей, выходящий в большей части за рамки допустимых значений при термальном погружении. Это позволяет данный этап отнести к синрифтовому. Полученные по столбцам высоких скоростей Зилаирской и Валерьяновской зон максимальные значения коэффициента остывания k не выходят за рамки предельного значения $k_m=8,5$, что дает формальное основание причислить их интервалы к пострифтовым сериям. Тогда начало

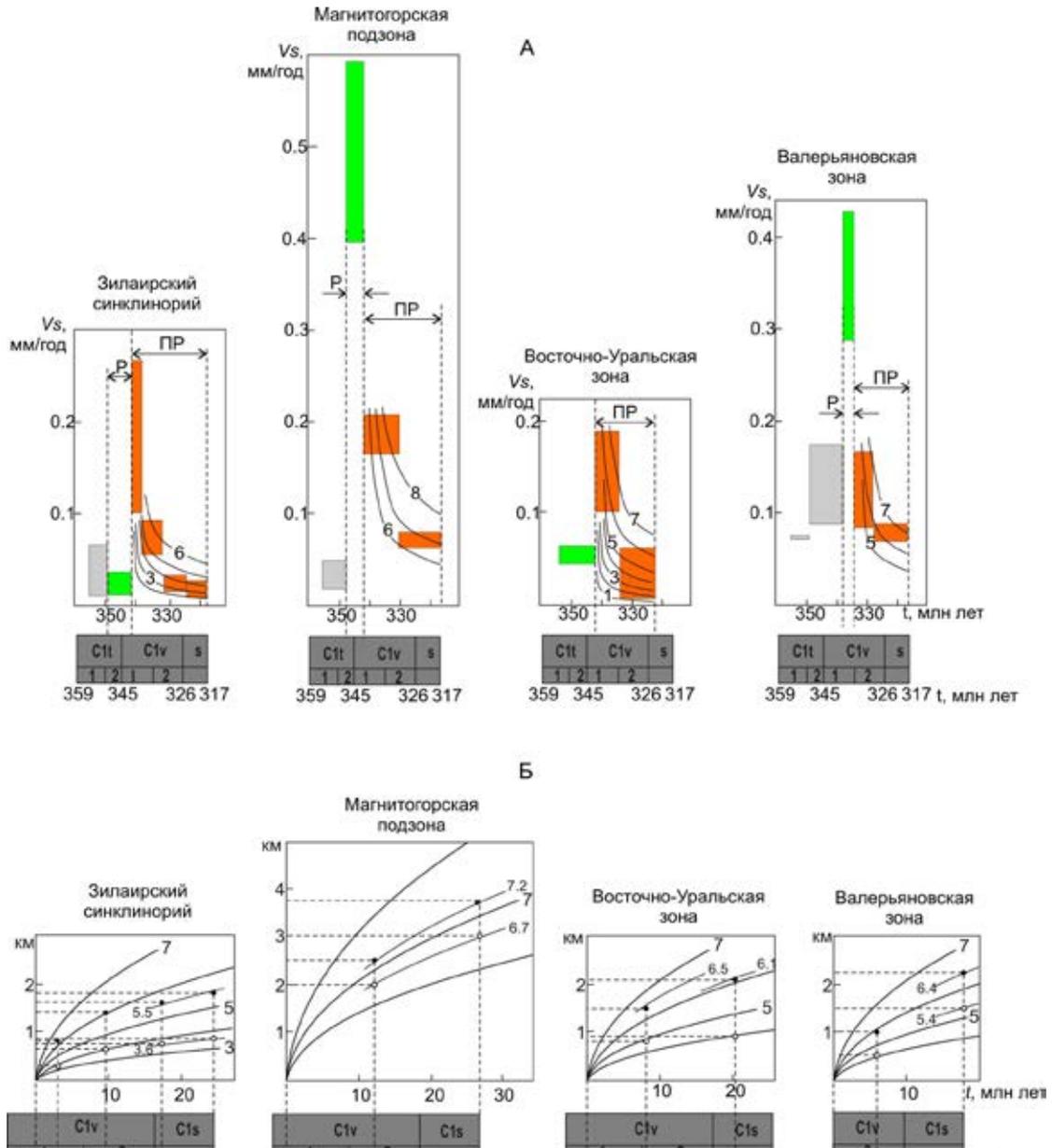


Рис. 1. Выделение и анализ пострифтовых серий раннего карбона Южного Урала (стратиграфические данные из (Унифицированные..., 1968; Тевелев и др., 2005). А — диаграммы скоростей осадконакопления; Р и ПР — идентифицируемые рифтовый и пострифтовый этапы. Б — диаграммы накопления чехла; черными точками отмечены положения границ подразделений стратиграфических колонок согласно их максимальной, светлыми кружками — минимальной мощности

рифтогенеза в пределах Зилаирского синклиория должно быть отнесено к рубежу 349 млн лет, и оно практически совпадает со временем начала рифтогенеза в Магнитогорской подзоне (348 млн лет). Аналогичным образом одновременным для двух синклиорий оказывается старт термального погружения — 342 млн лет. Такое же время начала пострифтового погружения получается для Восточно-Уральской зоны. Таким образом, по полученным данным процессы син- и пострифтового погружения в пределах зон, составлявших к началу карбона аккретивную окраину Восточно-Европейского кратона, протекали практически синхронно.

В Валерьяновской зоне стадия высокоскоростного, исключительно вулканического осадконакопления (Тевелев и др., 2005) рассматривается как синрифтовая; начало остывания отнесено к рубежу раннего и позднего визе. Для этой зоны, в палеотектонической позиции принадлежащей Казахстанскому континенту, начало вулканизма (термального события) сдвинуто на 10 млн лет относительно событий на окраине Восточно-Европейского кратона. Это можно интерпретировать как подтверждение того, что в ее случае имел место геодинамически

независимый процесс. Различия проявлены и на уровне формационной принадлежности и геохимической специфики вулканизма, позволяющих определять для Валерьяновской зоны обстановку активной окраины андийского типа (Тевелев и др., 2005).

Для уточнения параметра остывания использованы диаграммы накопления осадка (рис. 1Б), на которых прослежены минимальные и максимальные мощности подразделений сводных разрезов. Для Зилаирского синклиория получены следующие интервалы k (по ходу остывания): 3,6–6,2; 4–6,1; 3,6–5,6; 3,6–5,4. Здесь достаточно выдержанным является нижний предел величин. В случае Магнитогорской подзоны интервал параметра остывания неизменен во времени: 6,6–7,2, что говорит о пространственной локализации разреза. В Восточно-Уральской зоне прослеживаются два близкие интервала: 4,9–6,4; 4–6,1. Для Валерьяновской зоны получено: 4,1–5,9; 5,4–6,4. Предлагается рассмотреть естественную причину вариаций k вследствие изменений пространственных особенностей изученных разрезов. Это дает возможность извлечь информацию о бассейне осадконакопления и состоянии палеолитосферы. Обратимся вначале к аналогии идеального, локально-изостатического пострифтового бассейна, форма и строение которого определяется пространственной вариацией коэффициента k , приняв за основу модель, охватывающую 30 млн лет погружения (рис. 2А). В ее пределах, в соответствии с полученными значениями k , выделены участки, отвечающие трем указанным зонам: западный борт занимают осадки Зилаирской зоны, восточный — Магнитогорской и Восточно-Уральской. Объемы рассматриваемых зон показывают возможное положение отвечающих им осадков в структуре палеобассейна. Магнитогорскую подзону, в отсутствие других данных, можно считать соответствующей центральной части (трогу) раннекарбонного рифта. Получаемые в модели зазоры и «белые пятна» могут соответствовать другим зонам Южного Урала, в том числе тектонически перекрытым, а также эродированным толщам.

В составе выделенных пострифтовых серий Южного Урала присутствуют разнофациальные отложения. В пределах Зилаирского синклиория до начала пострифтового погружения и почти на всем его протяжении накапливались кремнисто-глинистые и терригенные флишевые осадки, только в конце пострифтовой серии откладывались известняки (Унифицированные..., 1968). На основании этого, условия осадконакопления в Зилаирском синклиории многими определяются как глубоководные, отвечающие континентальному склону Восточно-Европейского кратона или окраинному морю (Осадочные..., 2000; Тевелев и др., 2005). В расположенных восточнее зонах развиты вулканогенно-осадочные и карбонатные толщи, указывающие на мелководные шельфовые условия осадконакопления. По-видимому, в процессе развития пострифтового прогибания западная и восточная части Южноуральской провинции были представлены обособленными бассейнами. В западной половине, вероятно, существовал относительный выступ фундамента (горст Уралтау), разделявший питающие провинции (Мизенс, 2000). Можно заключить, что Зилаирский раннекарбонный бассейн развивался как отдельная рифтовая впадина. Глубоководность фаций Зилаирского бассейна не нарушает, как видно из представленных данных, соответствие скорости осадконакопления темпам термального погружения фундамента, как это определяется моделью. В восточной половине модельного бассейна зазор по k между объемами Магнитогорской подзоны и Восточно-Уральской зоны невелик (рис. 2А), и в этом отношении отложения данных доменов дополняют друг друга, составляя почти непрерывный разрез восточного борта пострифтовой впадины. Это, совместно с близостью фаций в отложениях Магнитогорской и Восточно-Уральской зон (Тевелев и др., 2005), дает основание предположить, что вместе они составляли троговую долину и восточный борт сначала рифтового, а затем пострифтового Магнитогорского бассейна.

Выполнена реконструкция молодой аккретированной окраины Восточно-Европейского кратона на момент завершающей стадии пострифтового погружения (конец раннего карбона, 317 млн лет) для двух масштабных уровней — верхнекарбонного (бассейнового) и литосферного (рис. 2Б). Протяженность показанных структур произвольная; при построении разреза коры использовались элементы заполнения схематического разреза из работы (Мизенс, 2000), а также принято во внимание мнение о наличии океанического бассейна к востоку от Восточно-Уральской зоны (Тевелев и др., 2005). Восточный борт Зилаирского бассейна и западный — Магнитогорского, занимающие склоны Уралтау, не освещены: первый, по-видимому, перекрыт

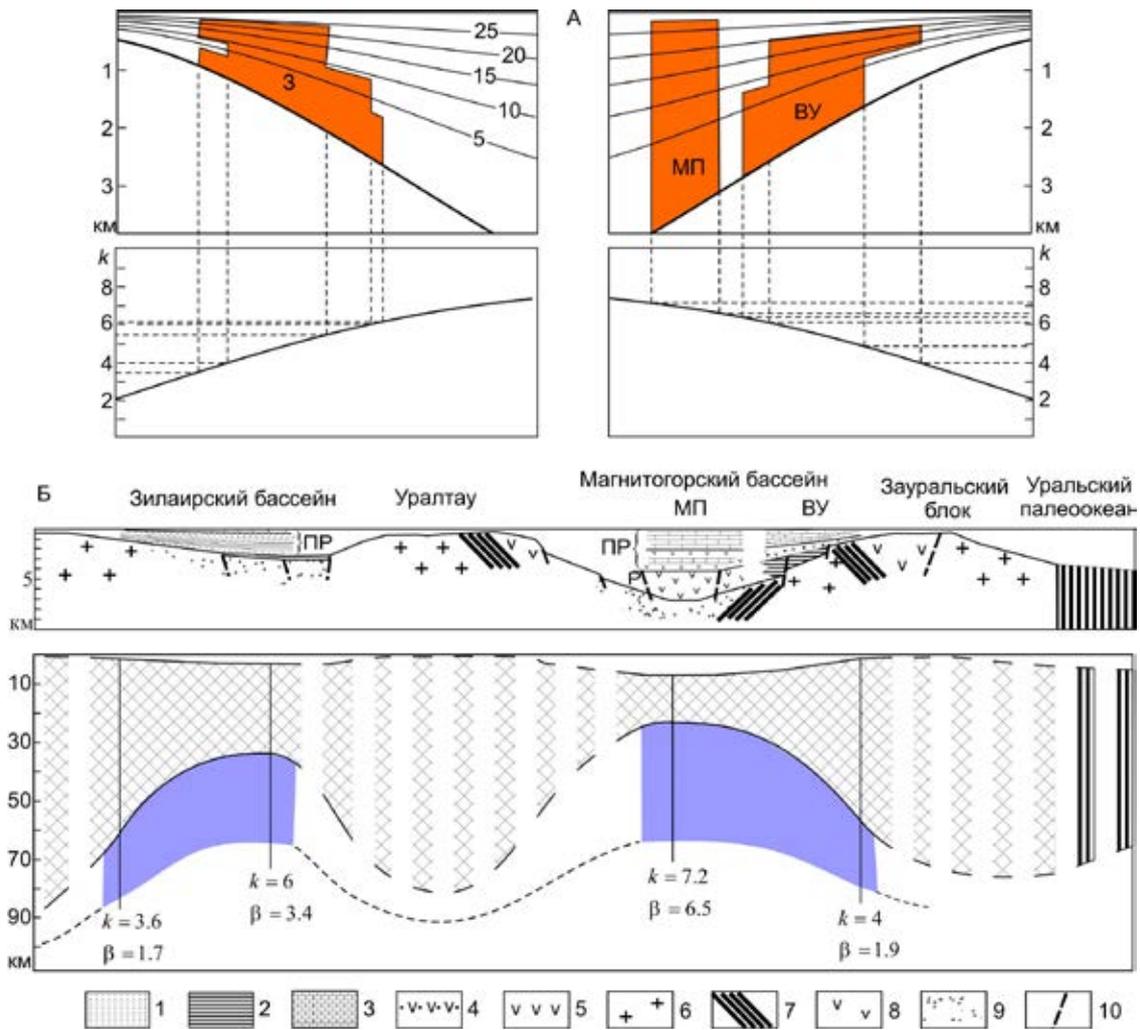


Рис. 2. Реконструкция раннекарбовых осадочных бассейнов и литосферы Южного Урала.

А — использование локально-изостатической модели для установления расположения и объемов осадочных тел Зилаирского синклиория (3), Магнитогорской подзоны (МП) и Восточно-Уральской зоны (ВУ) относительно кривой коэффициента k ; показаны изохроны термального погружения (интервал 5 млн лет) в течение 30 млн лет.

Б — модели строения верхней коры и литосферы в конце раннего карбона; протяженность по горизонтали произвольная; литофации осадочных бассейнов показаны по (Тевелев и др., 2005), строение коры — по (Мизенс, 2000); заштрихована реликтовая литосфера, тонирована новообразованная.

1–5 — литофациальные комплексы: кремнисто-глинистые (1), флишоидные (2), карбонатные (3), пирокластические (4), эффузивные (5); 6 — гранитная кора, 7 — аккреционная призма, 8 — фрагменты островных дуг и вулканических поясов, 9 — чехол докарбовых осадочных бассейнов, 10 — разломы

тектонически, второй представлен отложениями Кизильской зоны, здесь не рассматриваемой. Осадки пострифтовой серии подстилаются синрифтовыми отложениями, охватывающими временной интервал 349–343 млн лет (конец турне – начало визе). Модель палеолитосферы основывается на оценке коэффициента рифтогенного утонения реликтовой литосферы β и расчете мощности новообразованной литосферной мантии, определяемой глубиной изотермы 1300 °С. Толщина реликтовой части рассчитывалась, исходя из ее первоначальной мощности, принятой равной 100 км. В соответствии с полученными максимальными величинами β (в пределах Зилаирского бассейна — 3,4, Магнитогорского — 6,5), остаточные мощности реликтовой литосферы под ними составляют 30 и 15 км, соответственно. Мощность остаточной литосферы под поднятиями не определена в виду отсутствия точных данных, но можно, как минимум, говорить о том, что она превышает величины, установленные для бортов впадин (то есть, более 60 км). Полученная волнообразная конфигурация подошвы новообразованной

литосферы означает, что к концу периода остывания должны были сохраняться поднятия кровли астеносферы под впадинами. Это создает условия для дальнейшего унаследованного развития впадин при возобновлении термальной активности мантии — разогретый материал мог мигрировать в апикальные части кровли астеносферы, что приводило бы к «реинкарнации» рифтогенного режима в пределах Зилаирского и Магнитогорского пострифтовых бассейнов. Возможно, аналогичным образом сами они унаследовали предыдущий (поздний девон – турне) цикл прогибания после задугового рифтогенеза в среднем девоне (Зоненшайн и др., 1990; Мизенс, 2000).

Литература

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1, 2. М.: Недра, 1990.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны в палеозойской истории Южного Урала // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург, 2000. С. 53–67.

Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург, 2000. 218 с.

Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.

Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л. и др. Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 213–247.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Ленинград, 1968.

ГЛОБАЛЬНАЯ РОЛЬ МАРГИНАЛЬНОГО ФИЛЬТРА ОКЕАНА

В.В. Гордеев

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, gordeev@ocean.ru

Термин «маргинальный фильтр» (МФ) был введен академиком А.П. Лисицыным после работ 49-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» (1993) в Обской губе и Енисейском заливе (Лисицын, 1994). Это зона смешения речных и морских вод с соленостью от 0 до примерно 20 ‰, в которой происходят качественные и количественные изменения растворенных и взвешенных веществ, поступающих с континента. В глобальном масштабе МФ представляет собой довольно узкий пояс (от сотен км для крупных рек до сотен метров для небольших рек). Биогеохимическая трансформация речного осадочного материала приводит к направленному переводу растворенных и коллоидных веществ речного стока во взвешенные формы с последующим их осаждением на дно, т.е. выведению этих веществ, наряду с осаждением основной массы речных взвесей, из дальнейшего транспорта в открытые части морей и океанов.

По сути, эти зоны мало чем отличаются от эстуарных зон, которые раньше изучались с иных позиций — с точки зрения морфологии, гидрологии и гидродинамики. С геохимических и седиментологических позиций МФ начали изучаться в ИО РАН с 60-х годов прошлого столетия. Исследованиями были охвачены многие реки бывшего СССР, а также некоторые крупные зарубежные реки — Амазонка, Ганг-Брахмапутра и др. Результаты более чем 40-летних исследований были обобщены в докторской диссертации автора (2009) и монографии «Геохимия системы река-море» (2012).

Цель доклада — дать обобщенное представление о работе МФ с позиций геохимии и литологии и показать его влияние на океан в глобальном масштабе.

Речной сток всегда рассматривался как важнейший источник осадочного терригенного материала в морях и океанах (Страхов, 1961; Лисицын, 1974). Оценки мирового твердого стока рек колебались в больших пределах от 12,7 млрд т/г (Лопатин, 1952) до 51,1 млрд т/г (Fournier, 1960). Последняя и, по-видимому, самая надежная оценка принадлежит Дж. Миллиману (Milliman, 2000) — 18,6 млрд т/г, что практически совпадает с оценкой А.П. Лисицына (1974) —

18,53 млрд т/г. Считалось, что эти огромные массы твердого осадочного материала разносятся океанскими течениями по всей площади океанов и осаждаются на дно.

В монографии А.П. Лисицына (1978) были опубликованы результаты огромной работы по прямым определениям абсолютных масс осадков, накапливающихся на океанском дне с глубиной более 1–3 км (без включения шельфа и верхней части континентально склона), что составляло более 90 % площади дна океанов. Было показано, что в пелагиаль океанов проникает и осаждается на дно в течение года только 1,73 млрд т. Сравнение с годовым твердым стоком рек показывает, что в океане оседает всего около 1/10 от исходных 18,6 млрд т. Возникает вопрос: куда же деваются остающиеся 90 % речных взвесей, если они не обнаруживаются на дне глубокого океана? Последующие работы по изучению МФ многих рек, выполненные как нами, так и многими другими исследователями, позволили разрешить это противоречие. Оказалось, что до 90–95 % речного осадочного материала осаждается в областях МФ и шельфа на дно, а также частично разносится вдольбереговыми течениями на большие расстояния. Иначе говоря, подавляющая часть речных взвесей не достигает пелагических частей океана в результате интегрального воздействия различных физических, химических, биогеохимических и других процессов, протекающих в зонах МФ. В докладе приводятся примеры, подтверждающие принципиальный вывод о МФ как важнейших барьерных зонах на пути терригенного материала с континента в океан.

Потери главной части твердого и частично растворенного осадочного материала в МФ рек приводят к накоплению в устьях рек огромных толщ отложений (до 10–15 км и более) и, в конечном счете, к дефициту осадков в пелагиали океанов. Эстуарии и дельты рек были отнесены А.П. Лисицыным (1988) к 1-му глобальному уровню лавинной седиментации (2-й уровень — основание континентального склона, 3-й — активные окраины (зоны субдукции) и глубоководные желоба). Объемы дельтовых отложений крупнейших рек мира достигают гигантских величин. Так, огромная дельта Ганга-Брахмапутры имеет объем около 5 млн км³, что в 10 раз больше объема Черного моря!

Возникает вопрос: почему в областях МФ не вырастают монбланы осадочного материала? Дело в том, что под давлением огромных масс осадков происходит прогибание земной коры, так что система находится в постоянном динамическом равновесии.

В конце 70-х годов прошлого столетия была опубликована статья (Гордеев, Лисицын, 1978), в которой приводились данные о средних содержаниях в речных взвесах более чем 50-ти химических элементов на основе собственных и литературных данных по более чем 100 рекам бывшего СССР и других стран мира. Почти одновременно и независимо от нас на ту же тему вышла статья французских исследователей (Martin, Meybeck, 1979), оценки которых оказались хорошо сопоставимыми с нашими. В последние годы появились две крупные работы — книга В.С. Савенко (2006) и статья французских авторов (Viers et al., 2008), которые дополнили и уточнили, но принципиально не изменили оценки конца 70-х годов. Уже тогда соотношение взвешенных и растворенных форм элементов в речном стоке показало, что при средней глобальной мутности речных вод (около 500 мг/л) для подавляющего числа элементов взвешенные формы явно преобладают (табл. 1), что позволило академику А.П. Лисицыну назвать речной сток «царством взвешенных форм элементов».

Одновременно проводились и широкие исследования микроэлементного состава океанских вод и взвесей. Изучению химического состава взвесей Тихого океана была посвящена кандидатская диссертация автора (1974). Растворенные формы металлов в океане активно изучались иностранными исследователями. К. Бруланд (Bruland, 1983) обобщил накопленные к тому времени данные и выделил три группы элементов, различающиеся типом распределения в толще вод океана (консервативный, биогенный и литогенный типы). Выполненное автором сопоставление по аналогии с речными водами вклада растворенных и взвешенных форм элементов в океанской воде показало, что между речной и морской водой существуют кардинальные геохимические различия (табл. 2).

Таблица 1. Соотношение взвешенных форм к сумме взвешенных и растворенных форм элементов в речном стоке (в %).

$\frac{Me_{взв.}}{Me_{взв.} + Me_{раств.}}$	Элемент
<10	Cl I
10–50	S, Na, Ca, Br, Sb
50–70	Mg, C _{орг.} , N, B, As, Mo, Sr, Cd, F
70–90	K, Ba, Li, Ag, U, Cu, Zn
90–95	P, Au, Ni
95–99	Si, Co, Rb, Zn, Th, V, Mn, Cr, Pb, Cs, Ga
>99	Al, Fe, Ti, Hf, Tu, Lu, Tm, Er, Yb, La, Nd, Gd, Ce, Ho, Pr, Sm, Tb, Nb, Sc

Океанская вода была названа «царством растворенных форм элементов». С геохимической точки зрения доминирование растворенных форм означает резкое усиление геохимической подвижности элементов в океане по сравнению с речным стоком. Это также означает, что геохимия речных вод радикально отличается от геохимии океанских вод, при этом водоразделом между ними является зона МФ.

Итак, МФ океана представляет собой барьерную зону глобального масштаба, задерживающую главную часть осадочного терригенного материала на пути с континента в океан и при этом разграничивающую пресноводную (речной сток) и морскую (океан) гидросферы не только географически, но и по силе протекающих в них процессов.

Таблица 2. Соотношение взвешенных форм к сумме взвешенных и растворенных форм элементов в океанской воде (в %)

$\frac{Me_{взв.}}{Me_{взв.} + Me_{раств.}}$	Элемент
<0,1	Na, K, Mg, Si, P, Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Sb, U, V, Y
0,1–1,0	Cd, Ga, Cu, Ni, Mo, Zr, легкие РЗЭ
1,0–10,0	Co, Zn, Ag, Mn, Ti, Sc, тяжелые РЗЭ
>10,0	Fe, Al, Pb

Литература

- Гордеев В.В. Микроэлементы во взвеси и воде центральной и юго-восточной частей Тихого океана: Автореф. дисс. канд. географ. наук. М.: ИОАН, 1974. 25 с.
- Гордеев В.В. Система река-море и ее роль в геохимии океана. Дисс. докт. геол.-мин. наук. 25.00.28. М.: ИО РАН, 2009. 356 с.
- Гордеев В.В. Геохимия системы река-море. М.: И.П. Матушкина И.И., 2012. 452 с.
- Гордеев В.В., Лисицын А.П. Средний химический состав взвесей рек мира и питание океанов речным осадочным материалом // ДАН СССР, 1978. Т. 238, № 1. С. 225–228.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 391 с.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадкообразовании в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
- Лопатин Г.В. Наносы рек СССР. М.: Гидрометеиздат, 1952. 366 с.
- Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек Мира. М.: ГЕОС, 2006. 174 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
- Bruland K.W. Trace elements in sea-water // Chemical oceanography/ London: Acad. Press. 1983. P. 157–220.
- Fournier F. Climat et erosion. Paris. Press Univ., France. 1960. 201 p.
- Martin J.-M., Meybeck. Elemental mass-balance of material carried by major world rivers // Mar. Chem. 1979. V. 7. P. 173–206.
- Viers J., Dupre B., Guillardet J. Chemical composition of suspended sediments in world rivers: new in sight from a new data base // Sci. Total Environ. 2008. V. 407. P. 853–868.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ НА РУБЕЖЕ РИФЕЯ И ВЕНДА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

В.М. Горожанин

Институт геологии Уфимского НЦ РАН, gorozhanin@ufaras.ru

В разрезе неопротерозойских отложений Башкирского мегантиклинория (БМА) на Южном Урале, соответствующих интервалу от рифея до венда или криогению международной стратиграфической шкалы, имеется еще много нерешенных проблем, связанных с плохой коррелируемостью различных разрезов и типов пород даже в пределах одной структуры — Башкирского мегантиклинория, не говоря уже о корреляции с другими регионами. Причина этому — не только плохая обнаженность, но и слабая изученность условий образования этих отложений.

Наибольшие трудности связаны с корреляцией этого стратиграфического уровня в разрезах западной (Толпарово, Бакеево), северо-западной (Усть-Катав) и восточной (Кривая Лука) частей Башкирского антиклинория. Различия разрезов связаны с резкой фациальной изменчивостью отложений: от конгломератов (Усть-Катав) и диамиктитов (Толпарово, Кривая Лука) до глауконит- и гематит-содержащих пород (Бакеево). Практически единственным связующим звеном корреляции этих разнофациальных толщ является их перекрытие толщей однотипных пород — аркозовыми песчаниками и гравелитами урюкской свиты, с которой традиционно на Южном Урале начинают ашинскую серию венда.

Анализ литологических и геохимических индикаторов климата и среды седиментации в доурюкских отложениях, а также некоторые новые факты, касающиеся строения самой урюкской свиты, позволяют по-новому взглянуть на последовательность событий этого периода геологической истории региона.

К такому индикатору климата, прежде всего, относится само наличие диамиктитов, указывающих на их вероятное ледниковое происхождение. Кроме того, в породах, ассоциирующихся с диамиктитами, обнаружены горизонты, обогащенные пиритом, образующим как микроконкреции, так и цемент в песчаных разностях. Темная и серая окраска этих отложений, фрамбоидальная форма выделений (рис. 1) и изотопный состав серы сульфидов $\delta^{34}\text{S} + 9,7\text{‰}$ свидетельствуют об образовании в восстановительных условиях и о переходе морского сульфата в сульфид в условиях ограниченного объема сульфатного резервуара. В пиритах из диамиктитовых горизонтов других регионов мира часто обнаруживаются положительные значения $\delta^{34}\text{S}$, что логично объясняется гипотезой «снежного кома», в соответствии с которой изоляция океана от атмосферы ледниковым покровом в анаэробных условиях приводила к почти полной редукции сульфата морской воды. В таких условиях формировалась только нижняя часть диамиктитовой толщи разреза Кривая Лука. Верхняя же толща, ассоциирующая в одном разрезе с маломощными прослоями доломитов, имеет вишнево-красную окраску из-за большой примеси гематита в цементе, что, вероятно, указывает на последующую стадию резкого потепления климата, таяния ледникового покрова и смены восстановительной обстановки седиментации на окислительную. В других разрезах БМА эта стадия фиксируется формированием гематит-глауконитовых отложений (Бакеево), а также отложением выше горизонта диамиктитов слоя кеп-карбоната (Мал. Реват). Изотопно-геохимические характеристики этих перекрывающих карбонатов, такие как

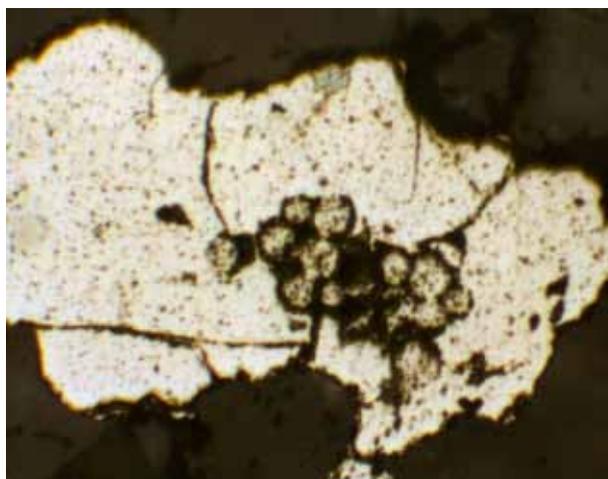


Рис. 1. Реликты первичного пирита фрамбоидальной структуры в цементе песчаников наддиамиктитовой толщи. Аншлиф, ув. 50

изотопный состав углерода и кислорода, позволяют уточнить их генезис. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в доломите из кэп-карбоната варьируют в пределах $-3,3$ – $0,1$ ‰ и $-8,5$ – $-4,7$ ‰ относительно стандарта PDB, соответственно, что хорошо совпадает с таковыми для неопротерозойских диамиктитов других районов мира (Hurtgen et al., 2006) и отличается от обычных морских карбонатов.

В вышележащих отложениях урюкской свиты также имеются некоторые признаки резкой смены климатических и окислительно-восстановительных условий седиментации. К ним относятся: 1) двучленное строение урюкской свиты, состоящей из двух толщ — сероцветной (нижней) и красноцветной (верхней); 2) отсутствие следов сильного химического выветривания полевых шпатов в нижних сероцветах. В гравелитах и песчаниках иногда встречаются обломки полевых шпатов с сохранившимися кристаллографическими очертаниями (рис. 2), что, вероятно, свидетельствует о достаточно холодном климате, исключающем их химическое разложение. Закономерная смена сероцветной толщи вишнево-красными песчаниками с прослойками таких же аргиллитов указывает на очередное резкое потепление климата и смену условий седиментации с восстановительных на окислительные. Такая последовательность, известная ранее на локальных участках, хорошо выдерживается на достаточно большом расстоянии (Бакеево, Толпарово, Мал.Реват, Усть-Катав) и сейчас более доступна для наблюдения. В разрезах восточного борта БМА (Кривая лука) известны аналоги только нижней сероцветной толщи (байназаровская свита), верхние же красноцветы могли быть уничтожены предордовикским перерывом.

Таким образом, в осадочной последовательности Башкирского мегантиклинория на рубеже между рифеем и вендом запечатлено не одно, а два климатических события, при которых условия седиментации начинаются в холодном климате в восстановительной обстановке, а затем обстановка резко меняется на окислительную из-за быстрого потепления. Как известно, такая резкая смена климатических условий от ледниковых к более теплым составляет одну их характернейших черт конца неопротерозоя, хотя причины этого климатического парадокса неизвестны.

Несмотря на то, что в составе урюкской свиты не установлены диамиктиты, из рассмотренных реконструкций условий седиментации вытекает необходимость рассмотрения событий урюкского времени в рамках криогения, а не эдиакария, поскольку при отложении вышележащей ашинской серии (без урюкских отложений) климат больше не изменялся так скачкообразно. Мы полагаем, что в южноуральском разрезе неопротерозоя проявились эпизоды глобальных климатических событий, необходимым является их дальнейшее изучение, что позволит проводить межрегиональные корреляции.

Исследования поддержаны РФФИ (грант №11-05-0013), а также программой № 4 ОНЗ РАН «Изотопные системы в геохимии и космохимии. Методические и теоретические аспекты. Применение для реконструкции условий и хронологии геологических процессов, в том числе в ранней Земле».

Литература

Hurtgen M.T., Halverson G.P., Arthur M.A., Hoffman P.F. Sulfur cycling in the aftermath of a 635-Ma snowball glaciation: Evidence for a syn-glacial sulfidic deep ocean // Earth and Planetary Science Letters, 2006. V. 245. P. 551–570.

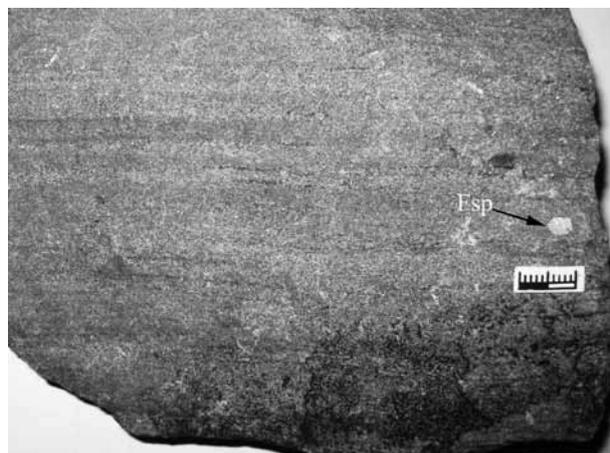


Рис. 2. Крупный кристалл полевого шпата в толще алевропесчаников нижеурюкского уровня (д. Шубино). Линейка 1 см

О СООТНОШЕНИИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО И СТРУКТУРНОГО ФАКТОРОВ В РАЗМЕЩЕНИИ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ЮГО-ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.М. Горожанин, Е.Н. Горожанина

Институт геологии Уфимского НЦ РАН, gorozhanin@ufaras.ru

Во взглядах на нефтегазоносность Волго-Уральской области (ВУО) в настоящее время преобладают представления о ведущей роли тектоно-седиментационного фактора в размещении месторождений углеводородов (УВ). Залежи связывают с конседиментационными структурами — рифами, грабенообразными палеопрогибами, речными палеорукавами и т.п. Считается, что первичные залежи УВ образуются в тех структурах, формирование которых происходило одновременно с осадконакоплением. Из этого следует ведущая роль литологических исследований при создании геологических моделей месторождений, и соответственно, при определении направлений нефтепоисковых работ. На наш взгляд, стремление придать литологическому фактору роль определяющего в поисковых работах может приводить к необоснованно завышенным ожиданиям. Многие месторождения нефти в ВУО считаются приуроченными к структурам облекания рифовых построек, обрамляющих бортовые зоны Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП). Между тем многие нефтеносные валы и структуры часто имеют положение, секущее по отношению к системе ККСП. Анализ сейсмических и геологических данных приводит к выводу об их тектоническом генезисе — образовании в результате блоковых движений во время неотектонической активизации востока Русской платформы.

В нефтепоисковых седиментационных моделях предполагается, что существует зависимость между фациальным типом пород и характером их пористости. Считается, что наилучшими коллекторскими свойствами обладают хорошо отмытые кварцевые песчаники мелководья, баундстоуны органогенных построек и оолитовые грейнстоуны фации мелководных отмелей. Зернистые образования служат литологической основой для формирования наиболее высокопористых коллекторов.

На крайнем юго-востоке платформы — южном погружении Соль-Илецкого свода и в прилегающей части Предуральского прогиба такие горизонты зернистых карбонатных пород развиты на двух стратиграфических уровнях: в среднем карбоне и нижней перми. В них работами ООО «Газпром добыча Оренбург» обнаружены нефтяные и газовые месторождения: Нагумановское, Акобинское и Вершиновское. Нефтематеринскими осадками этого региона являются доманикоидные породы — депрессионные отложения трех стратиграфических уровней: доманикового горизонта франского яруса верхнего девона, афонинского горизонта среднего девона и депрессионные осадки нижней перми, которые занимают обширную территорию, прилегающую к Соль-Илецкому своду со стороны Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины. Депрессионные фации содержат от 1 до 6 % $C_{орг}$. Особенностью их состава является присутствие органических остатков планктонных водорослей семейства *Tasmanites*. Этот одноклеточный фитопланктон в некоторые эпохи дает всплеск продуктивности и считается основным поставщиком OB в горючих сланцах и нефтематеринских породах морского происхождения. Залежи УВ сосредоточены под соляными куполами и валами кунгурской соли, являющейся региональной покрывкой.

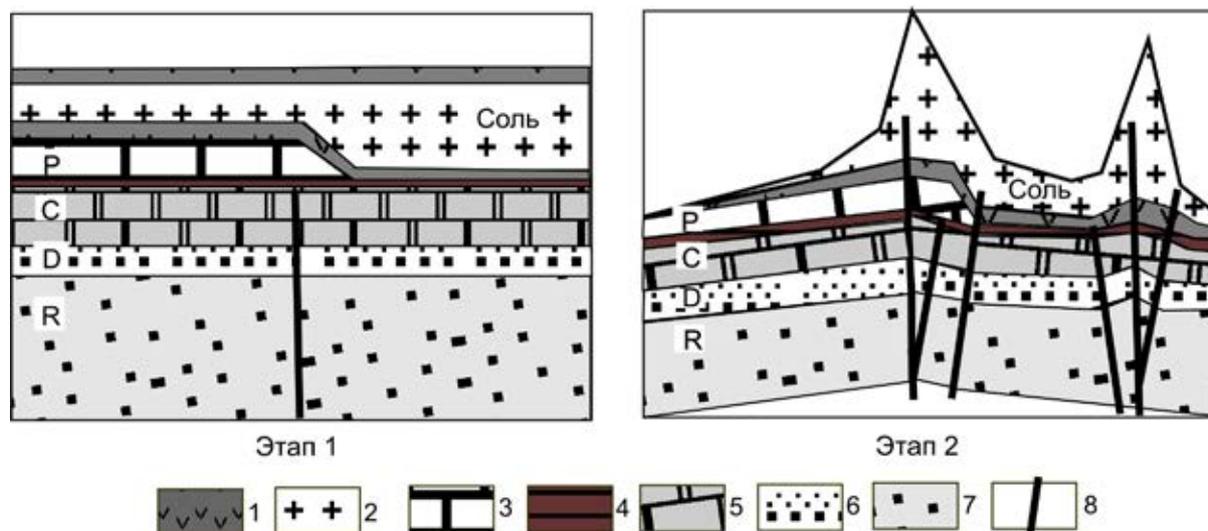
Эпигенетические преобразования пород включают выщелачивание, перекристаллизацию и вторичное минералообразование. Эти процессы связаны с прохождением растворов через породу в постдиагенетическую стадию. Основными процессами, влияющими на продуктивную пористость и проницаемость пород, являются перекристаллизация и выщелачивание. В порах выщелачивания иногда присутствует самородная сера, возникшая путем восстановления сульфата при миграции УВ. Процесс сопровождается образованием сероводорода, который, вероятно, играет роль выщелачивающего агента. Одним из наиболее поздних процессов, повлиявших на изменение порового пространства и сохранность залежей УВ в карбонатных

толщах, является развитие в них трещиноватости. Развитие трещин создавало предпосылки разгерметизации УВ залежи.

Вскрытые бурением на юге Соль-Илецкого свода подсолевые поднятия имеют различную структурно-фациальную позицию: в бортовой «рифовой» зоне Предуральского прогиба расположено Нагумановское и Вершиновское поднятия, в депрессионной зоне — Акобинское. Анализ сейсмических и структурно-геологических данных показывает, что, несмотря на разную структурно-фациальную позицию, эти поднятия построены сходным образом — они являются антиклинальными валообразными структурами и представляют собой горстовидные поднятия — структуры «цветка положительного типа», образовавшиеся при сдвиговых движениях литосферных блоков (Горожанин и др., 2013).

Разломы северо-восточного и северо-западного простирания образуют систему, обусловленную сдвигово-блоковой тектоникой, связанной с молодыми движениями блоков фундамента. Система разломов наложена как на зону нижнепермских рифов, так и на депрессионную зону, при этом нарушаются первичные палеогеографические взаимоотношения, что выражается в резком опускании рифовых толщ к востоку, в сторону прогиба, и к югу, в сторону Прикаспия, а также тектоническом совмещении разнофациальных и разновозрастных толщ — шельфовых, депрессионных и эвапоритовых. Над этими зонами разломов соль подвергается перераспределению в виде валов и диапиров, т.е. они маркируются соляными валами. На основе полученных структурно-геологических данных обоснована модель формирования нефтегазоносных поднятий юга Соль-Илецкого свода. Она включает два этапа: синседиментационный и неотектонический. В пермское время на размытой поверхности башкирской карбонатной платформы в бортовой части прогиба сформировался рифовый массив, в депрессионной зоне отложились глинисто-карбонатные осадки. В послепермское время эта структура была нарушена тектоническими подвижками, по которым произошло смещение блоков в субвертикальном направлении с выжиманием одних и опусканием других, что сопровождалось соляно-купольной активностью. По этой причине образовались приразломные горстовидные структуры, маркируемые соляными валами (рисунок).

В результате изучения нефтегазоносности палеозойских отложений на юге Соль-Илецкого свода мы пришли к выводу, что возможность формирования месторождений нефти и газа определяются не только литофациальным, но и структурным фактором. Классическая триада — коллектор, покрывка и нефтематеринские породы — должна быть дополнена наличием тектонических нарушений. Для многих карбонатных осадочных комплексов,



Модель формирования подсолевых нефтегазоносных поднятий. Вверху раннепермский этап, внизу мезокайнозойский-неотектонический этап.

Условные обозначения: 1 — ангидриты, 2 — соль, 3 — нижнепермская карбонатная платформа, 4 — депрессионные осадки нижней перми, 5 — ниже-среднекаменноугольная карбонатная платформа, 6 — породы девона – нижнего палеозоя, 7 — породы докембрия, 8 — разломы

особенно глубокопогруженных, зачастую утративших первичную пористость, возможность формирования зон выщелачивания с образованием коллекторов, а также зон разуплотнения и трещиноватости, по которым происходит подток углеводородных флюидов, определяется развитием тектонических нарушений.

Анализ геологических и геофизических данных по месторождениям Южно-Татарского и Башкирского сводов, Бирской седловине, Юрюзано-Сылвенской впадине и другим структурам востока платформы показывает, что этот вывод можно распространить и на другие части ВУО. Для большинства открытых в пределах Волго-Уральской области нефтяных месторождений характерно то, что залежи находятся на разных стратиграфических уровнях, но при этом отмечается генетическое единство УВ: главными нефтематеринскими образованиями являются доманикоиды верхнего девона, в редких случаях — среднего девона, рифея и нижней перми. Восточный край платформы подвергся неотектонической активизации в эпоху альпийского тектогенеза, которая способствовала перераспределению и формированию залежей. Отсюда следует, что при поиске залежей УВ необходимо учитывать не столько палеотектонические, сколько неотектонические структуры. Роль литологического фактора заключается, прежде всего, в создании крупных геологических тел (как карбонатных, так и терригенных), в которых при определенных условиях могут формироваться резервуары для УВ. Таким фактором, обеспечивающим разуплотнение, выщелачивание или, наоборот, цементацию коллекторов, является гидротермальная проработка, проявленная в связи с тектонической активизацией. Анализ геологических материалов показывает, что роль разломов в создании зон нефтегазоаккумуляции не только разрушающая, но и созидательная: они образуют зоны повышенной трещиноватости и обеспечивают циркуляцию выщелачивающих растворов, которые формируют вторичную пористость в породах.

Таким образом, палеотектонический и палеофациальный факторы обеспечивают формирование литологических особенностей пород коллекторов, покрышек и нефтематеринских толщ. Формирование нефтегазовых залежей зависит от возможности миграции УВ из нефтематеринской толщи в вышележащие или прилегающие ловушки, которая может осуществляться по молодым тектоническим нарушениям, служащим своеобразными «подводящими каналами» для формирования и переформирования залежей. О реальности этого процесса, отражающего факт прорыва углеводородов по тектоническим нарушениям из подстилающих залежей, свидетельствуют известные проявления битумов и асфальтитов в приповерхностных отложениях верхней перми Мелекесской впадины, Бирской седловины, в Предуральском прогибе и в р-не г. Бугуруслан (Садки). Для условий Волго-Уральской нефтеносной провинции роль неотектонического фактора (этапа) недооценена.

Литература

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Днистрянский В.И., Побережский С.М., Ефимов А.Г. Роль разломно-блоковой тектоники в формировании залежей углеводородов в подсолевых отложениях палеозоя на юге Соль-Илецкого свода // Геология нефти и газа. 2013. № 2. С. 22–33.

УСЛОВИЯ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Н.В. Грановская, Ж.С. Кобзарева

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, grannv@sfedu.ru

Основными методами изучения условий постседиментационных процессов в осадочно-породных бассейнах являются стадийный минералого-петрографический анализ терригенных и карбонатных пород в сочетании с углепетрографической шкалой и шкалой преобразования рассеянного органического вещества (Аммосов, 1968; Неручев и др. 1976; Япаскурт, 1995, 2008). Однако определение палеотемператур преобразования минеральных веществ по показателям

отражения витринита, битуминитов, а также люминесценции лейптинита не всегда возможно в связи с отсутствием углеродистых образований в осадочных толщах.

В качестве альтернативных и дополнительных методов возможно использование термометрии по газовой-жидким включениям аутигенных минералов и минералов альпийских жил (Курило, 1993; Кочергин и др., 1998; Кобзарева, 2007; Грановская и др., 2008). Это направление также имеет множество ограничений, так как методы термобарогеохимии позволяют количественно оценить параметры природных флюидных систем (в том числе и катагенных), если объекты исследований содержат первичные газовой-жидкие включения, доступные для визуального и экспериментального изучения, которые можно рассматривать как реликты материнских растворов. Такими объектами в осадочно-породных бассейнах являются сегрегации кварца и жилы альпийского типа, образующиеся за счет собственных ресурсов осадочных толщ при их погружении, литификации, метагенезе.

Рифейские образования Башкирского антиклинория были выбраны нами в качестве эталонного осадочно-породного бассейна, так как их разрезы являются стратотипическими, характеризуются большими мощностями (до 12–15 м) и относительно невысоким уровнем постдиагенетических преобразований (Маслов и др., 2001). Для данного породного бассейна разработана модель катагенного элизионного рудообразования в осадочных толщах (Анфимов, 1997), в которой недостающим звеном являлись экспериментально определенные температуры катагенеза.

Территория исследования охватывала Восточнобашкирскую структурно-формационную зону, выделенную Н.Н. Ларионовым в 2003 г. при проведении ГДП-200 на Туканской площади и соответствующую осевой части Башкирского антиклинория. Для исследований были отобраны образцы кварца из жильных систем, локализованных преимущественно в кварцевых песчаниках на разных стратиграфических уровнях рифейского разреза. Для верхнего рифея — это инзерская и катавская; среднего рифея — авзянская, зигазино-комаровская и зигальгинская; нижнего рифея — юшинская, суранская и большеинзерская свиты. Места опробования были максимально удалены от тектонических зон и магматических образований и представляли собой системы непротяженных (первые метры и менее) маломощных (5–20 см) жил и прожилков лестничного типа в пластах кварцевых песчаников, а также разноориентированных извилистых и прямолинейных сетчатых прожилков (мощностью не более 1 см) в песчаниках, алевропелитах, известняках, доломитах. В околожильном пространстве отсутствуют локальные метасоматические изменения пород. Структурно-текстурные признаки и минеральный состав вмещающих пород указывают на то, что они претерпели равномерные преобразования, связанные с региональным фоновым литогенезом на стадии глубинного катагенеза. В зонах, примыкающих с востока к Караташскому глубинному разлому, где развиты нижнерифейские

отложения, степень изменения пород соответствует глубинному катагенезу с элементами метагенеза.

Жильный кварц альпийского типа представлен чистыми молочно-белыми разностями. Косвенным доказательством идентичности жильного кварца альпийского типа и аутигенного кварца в регенерационном цементе вмещающих кварцевых песчаников служит сходство вакуумных декрептограмм данных образцов (рис. 1).

Температуры образования жильного кварца оценивались с использованием методики гомогенизации первичных флюидных включений. Первичные включения хорошо диагностируются по призматическим формам негативных кристаллов (размером 5–8 мк), которые равномерно распределены в

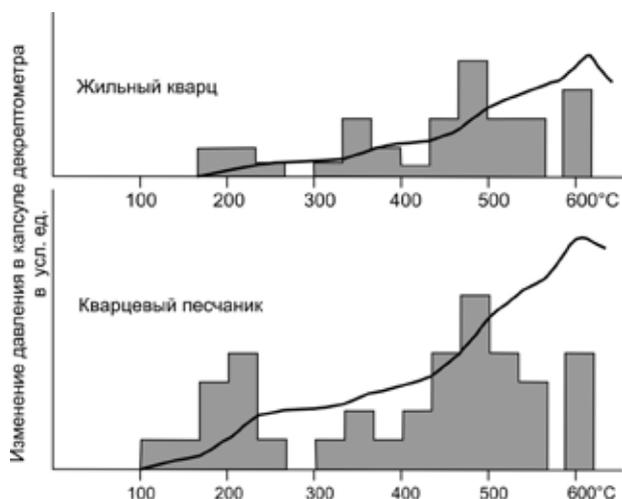


Рис. 1. Типоморфные декрептограммы жильного кварца альпийского типа и вмещающих кварцевых песчаников зигальгинской свиты среднего рифея

объеме минерала без видимой связи с микротрещинами. Они представлены преимущественно двухфазовыми газово-жидкими включениями, реже метаколлоидными, углекислотно-водными и трёхфазовыми соляными. В наиболее распространенных двухфазовых газово-жидких вакуолях содержание газа 8–15 %. Газовохроматографическим анализом установлено, что для молочного кварца из альпийских жил характерен преимущественно углекислотно-водный состав включений с широким разбросом значений. Содержание углекислоты варьирует от 5 до 22 %, а воды — от 78 до 93 %. Для некоторых проб этой группы характерно присутствие углеводородов, обычно метана, реже этилена. Концентрации углеводородов колеблются в пределах первых объемных процентов и взаимосвязаны с составом пород, вмещающих жильный кварц — часто возрастают, если эти породы представлены углеродистыми алевропелитовыми разностями.

Метаколлоидные включения в альпийском кварце свидетельствуют о высокой насыщенности минералообразующих растворов кремнеземом, что также подтверждает образование жильного кварца за счет растворения кластических кварцевых зерен осадочных пород при глубинном катагенезе и начальном метагенезе псаммитовых толщ.

Температуры гомогенизации флюидных включений в альпийском кварце увеличиваются с глубиной в зависимости от стратиграфического уровня вмещающих осадочных свит: от 140 до 220 °С (рис. 2). Закономерные изменения температур в пределах возможных измерений позволяют рассчитать примерный геотермический градиент и на этом основании

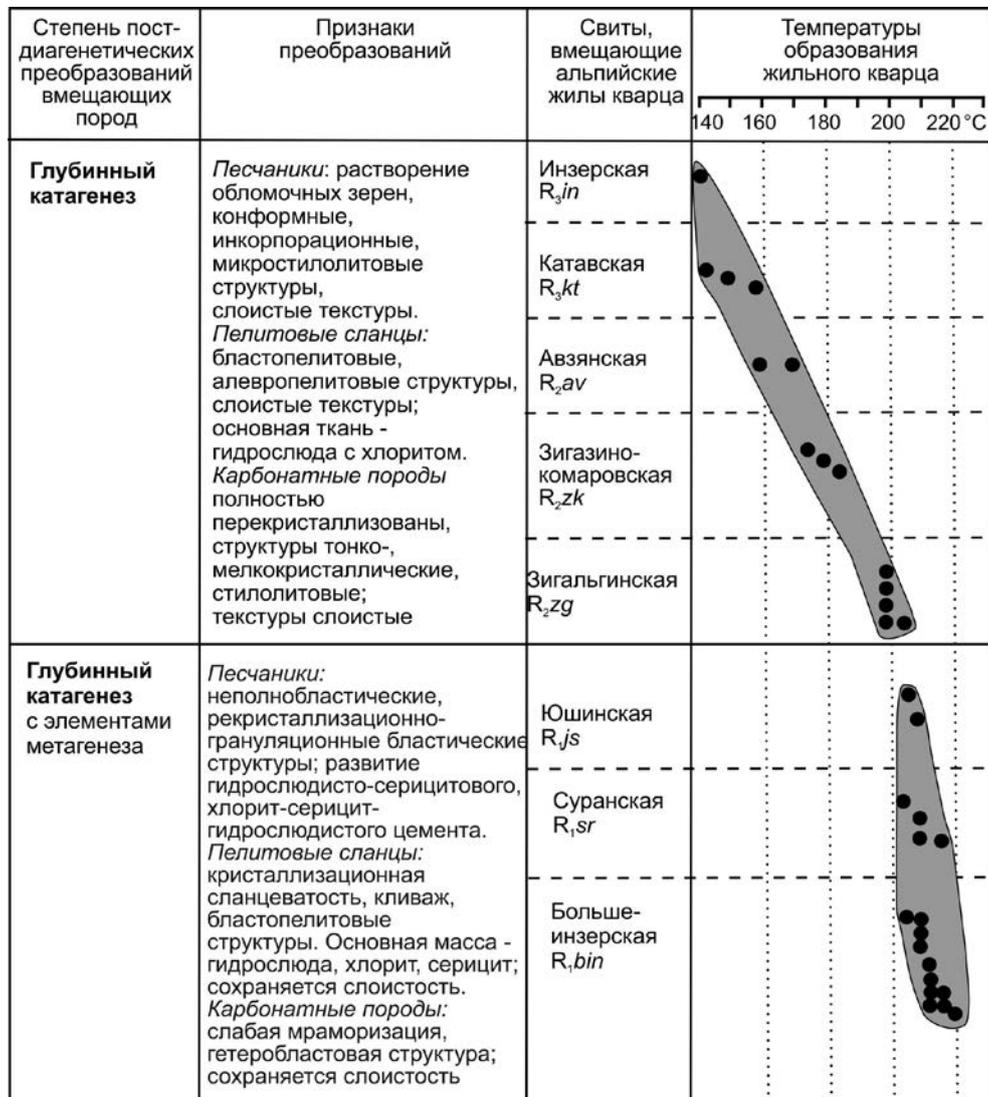


Рис. 2. Сопоставление температур образования кварца альпийских жил (по данным гомогенизации первичных флюидных включений) с признаками постдиагенетических преобразований вмещающих отложений рифейского осадочно-породного бассейна Башкирского антиклинария (с использованием данных (Анфимов, 1997; Ларионов и др., 2003)

определить приблизительные глубины погружения осадочных образований при литогенезе и соответствующее этим глубинам литостатическое давление. Так, мощность рифейских отложений от инзерской свиты до зигальгинской включительно составляла не менее 4–5 км. Если максимальная разница температур катагенеза в данном разрезе сверху вниз увеличилась на 60 °С, то можно рассчитать и температурный градиент, существовавший в породном бассейне Башкирского антиклинория, который составлял, вероятно, не более 1,5–1,2 °С на 100 м. О невысоком геотермическом градиенте на востоке Русской платформы и в породном бассейне Башкирского антиклинория — порядка 1,1–1,6 °С на 100 м погружения — свидетельствуют также другие геологические и геофизические данные (Анфимов, 1997).

На основании проведенных исследований определены основные параметры катагенеза рифейского осадочно-породного бассейна Башкирского антиклинория, которые представлены в таблице.

Термобарические параметры катагенеза рифейского осадочно-породного бассейна Башкирского антиклинория*

Подстадия катагенеза	Положение осадочных отложений в рифейском разрезе	Температуры образования кварца альпийских жил	Глубина погружения	Литостатическое давление
Глубинный катагенез	<i>Верхний рифей</i> (инзерская, катавская свиты)	140–160 °С	8,5–10 км	до 244 МПа
	<i>Средний рифей</i> (авзянская, зигазино-комаровская, зигальгинская свиты)	160–200 °С	10–13 км	до 317 МПа
Глубинный катагенез с элементами метагенеза)	<i>Нижний рифей</i> (юшинская, суранская, большеинзерская свиты)	200–220 °С	13–14,4 км	до 351 МПа

*Принятые условные единицы для расчета параметров катагенеза: усредненный геотермический градиент по геологическим и термобарогеохимическим данным — 13,5 °С на 1 км; литостатический градиент — 24,4 МПа на 1 км. Исходная температура осадка 25 °С.

Литература

- Аммосов И.И. Органическое вещество углей как показатель степени литификации осадочных пород // Угленосные формации и угольные месторождения. М.: Наука, 1968. С. 67–75.
- Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 289 с.
- Грановская Н.В., Кобзарева Ж.С. Возможности термобарогеохимии при изучении катагенеза осадочно-породных бассейнов на примере Башкирского мегантиклинория // Материалы XIII Всероссийской конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума АРПИС. М., 2008. С. 214–217.
- Кочергин А.В., Грановский А.Г., Шефер В.А., Грановская Н.В., Мельников Ф.П. Термобарогеохимические условия катагенетических преобразований силурийских отложений Зилаирского синклинория и генезис Янгиюльского полиметаллического рудопроявления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 6. С. 62–65.
- Кобзарева Ж.С. Минералого-термобарогеохимические особенности жильного кварца в рифейских толщах Авзяно-Белорецкого золоторудного района (Ю.Урал) // Известия ВУЗов. Северокавказский регион. Естественные науки. 2007. № 2. С. 25–28.
- Курило М.В. Стадиальные минералого-геохимические изменения в породах угленосной формации Донбасса // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 2. С. 44–55.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Том I. 351 с.
- Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием // Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976. С. 47–62.
- Янаскурт О.В. Литология: учебник для студ. высш. учеб. заведений. М.: Издательский центр «Академия», 2008. 336 с.
- Янаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.

КОМПЕНСАЦИОННЫЕ ПРОГИБЫ В КОЛЛИЗИОННЫХ СТРУКТУРАХ КАРБОНА ДОНЕЦКОГО СКЛАДЧАТОГО СООРУЖЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ ДОНБАСС)

А.Г. Грановский¹, Г.В. Зеленщиков²

¹Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Granovskyag@mail.ru

²ОАО «Южгеология», Ростов-на-Дону, Southgeology@mail.ru

Палеозойские осадочные комплексы пород на территории Ростовской области широко проявлены в двух крупных структурах: южном склоне Воронежской антеклизы и в Донецком складчатом сооружении (ДСС). В пределах территории ДСС в палеозое известны три типа осадочных бассейнов. Первый из них относится к раннему девону и связан с активизацией Пра-Донецкого палеорифта, активным растяжением и образованием грабенообразного молассового прогиба. Второй тип относится к этапу закрытия рифта в карбоне, сжатию, коллизии тектонических блоков и формированию компенсационного флишевого прогиба. Третий тип бассейна представляет собой наложенный (унаследованный) прогиб с углисто-терригенно-карбонатной формацией пород. Типизация и характеристика осадочных бассейнов ДСС чрезвычайно важна для геодинамической реконструкции и минерагенического анализа территории.

В раннем палеозое, вплоть до девонского времени на всей территории Донбасса существовал континентальный режим. В самом начале девона произошла активизация рифейского Пра-Донецкого рифта, которая выразилась в растяжении и прогибании территории примерно в области современного Донбасса. Активные рифтогенные процессы продолжались до среднего девона. В среднем девоне над узким рифейским прогибом (авлакогеном) начал формироваться более широкий (грабенообразный) Доно-Днепровский надрифтовый прогиб, ограниченный на севере Каменским и на юге Манычским глубинными разломами. С запада в прогиб поступали воды мелководного теплого моря, которые простирались до Восточно-Донецкого поднятия. На севере области в это время существовал открытый морской бассейн с жарким и местами засушливым климатом. Активные рифтогенные процессы продолжались до среднего девона.

Прогиб был заполнен на северо-западе породами базальной пестроцветной гравийно-галечниковой толщи, морскими-прибрежно-морскими глинисто-карбонатными, лагунно-морскими соленосными, вулканогенно-осадочными отложениями сульфатно-глинистых и глинисто-мергелистых формаций суммарной мощностью до 4–6 км. В западной части, где этот прогиб вдавался в тело платформы, он развивался как платформенная структура (собственно Днепровский прогиб), а в восточной, донецкой, части (Донбасс и вал Карпинского) прогиб смыкался с герцинским подвижным поясом (Донецко-Каспийским) и представлял складчатую структуру.

Каменноугольные отложения в Донбассе являются основным стратиграфическим горизонтом. Весь Донбасс состоит из широких синклиналей и узких антиклиналей. Синклинали ассиметричны с крутыми южными и более пологими северными крыльями. На юге они ограничены субширотными листрическими разломами с переходом в надвиги.

Территория Донбасса в визейском веке представляла собой морской залив с отложением карбонатных осадков на западе и песчано-глинистых на востоке. С этого времени в Донбассе происходит терригенное осадконакопление, прерываемое поднятиями с мощным торфообразованием и морскими трансгрессиями (известняки). После девонского периода растяжения и рифтогенеза, с начала карбона (турне, вize) наступила фаза сжатия, которая, после сближения Северо-Кавказских микроплит с окраиной Восточно-Европейской платформы (ВЕР), сменилась коллизией. Коллизионное сжатие привело к разогреву сиалической коры и формированию на глубине Южнодонбасского вулканоплутонического пояса. К этому же времени приурочено формирование компенсационного прогиба в пределах территории, соответствующей Донецкому складчатому сооружению.

Фаза сжатия отличалась регрессивным характером осадконакопления, при этом происходило увеличение количества поступающего в бассейн терригенного материала, обеспечивающего быструю компенсацию прогибания и подавление карбонатной седиментации (Феофилов,

Ловенштейн, 1963). Вероятно, и без того достаточно узкая глубоководная часть Пра-Донецкого рифта стала сокращаться, что привело к быстрому заполнению бассейна продуктами сноса как с севера, так и с юга. Закрытие рифта происходило с запада на восток и было связано с перемещением докембрийских блоков по правосторонним сдвигам в северо-западном направлении.

Для анализа и демонстрации геодинамических процессов ДСС в литературе неоднократно привлекался сейсмический профиль КМПВ-ГСЗ-XIV (Батайск-Милютинская). На этом профиле под Донбассом (Бородулин, 1972) установлен крупный полого погружающийся к северу мантийный разлом. При переинтерпретации сейсмопрофиля разлом можно продолжить к югу по отражающим горизонтам, и, по мнению авторов, эта структура, вероятно, связана с рассеянным спредингом в центральной части Ростовского выступа и с субдукцией (поддвигом) избыточных масс под нижнюю кору ВЕП. Проведенная интерпретация этого профиля (Соборнов, Хацкель, 1991) позволила выделить послерифейский (палеозойский) этап коллизии Ростовского блока с ВЕП, относящийся по возрасту к верхнему карбону. В 1997 г. Ю.Г. Леонов на основе этих данных рассмотрел возможность ремобилизации древних разломов под влиянием коллизионных сил, а Ю.А. Волож с соавторами (1999) использовали модель Донбасса в качестве геодинамического аналога истории формирования кряжа Карпинского. Авторы датируют коллизию туранской части кряжа ранней пермью, скифскую часть — триасом, одновременно отмечая, что в течение палеозоя и раннего мезозоя юго-восточный край ВЕП неоднократно подвергался воздействию активных тектонических процессов. Следует отметить, что поствизейскую коллизию скифских микроплит на континент выделил Г.И. Баранов (1991). Позднее (Фокин, Никишин, 1999) для объяснения поздневизейско-серпуховских сбросов и быстрого проседания Днепровско-Донецкой впадины в период сжатия был предложен механизм косо ориентировки коллизии в это время между скифским орогеном и Восточно-Европейской платформой. Характерным признаком коллизионных зон, как известно, является наличие впадин компенсационного типа (Геодинамические исследования, 1992). Пик максимума скоростей прогибания приходится на время формирования отложений башкирского яруса. Этот пик мощности осадков отражает скорость накопления в Донбассе флишоидной формации, которая превышает в три раза среднюю скорость осадконакопления в карбоне в целом. Это сравнительно кратковременное событие также совпадает по времени с формированием первой фазы Южнодонбасского магматического комплекса и рассматривается нами как время заложения компенсационного прогиба во время коллизии Ростовского блока с ВЕП. Отложения этого времени отличаются от угленосных фаций преимущественно терригенным составом, значительной мощностью и более интенсивной деформированностью. Наблюдаемая при этом смена фациальных обстановок, обусловившая латеральные литологические замещения, связана с разломно-блоковым строением докембрийского основания и перемещением этих блоков по долгоживущим разломам. Действительно, восточнее Кондаковского поперечного разлома заканчивается цепочка аномалий южнодонбасского магматического комплекса и начинает наращиваться объём флишоидной формации. Это свидетельствует об активности поперечных (трансформных) разломов серпуховско-башкирского времени. Причиной активности являлось давление со стороны Западно-Предкавказской плиты. Давления же со стороны Центрально-Предкавказской плиты были более продолжительные, захватили верхний башкир и, возможно, низы московского века уже в районе кряжа Карпинского. Следовательно, относительная активность коллизионных процессов ДСС мигрировала во времени с запада на восток и сопровождалась закрытием (иногда неполным) коры пострифейского бассейна, начиная с серпуховского времени на западе вплоть до нижней перми в Закаспии. Такое омоложение коллизионных процессов с запада на восток может быть объяснено механизмом косо ориентировки коллизии скифских плит (Фокин, Никишин, 1999).

Более поздняя смена тектонического режима в восточной части Донбасса произошла с середины башкирского века и обусловила прекращение коллизионного процесса с постепенным затуханием вулканизма. Обмеление бассейна привело к закрытию компенсационного прогиба и превращению его в обычный унаследованный наложенный прогиб с накоплением пород углисто-карбонатно-терригенной формации. Этот наложенный прогиб связан с проседанием сравнительно тонкой нижней коры под давлением огромных масс осадков флишоидной толщи компенсационного прогиба.

Литература

- Баранов Г.И. Геодинамика палеозойд Большого Кавказа в связи с процессами гранитообразования и метаморфизма // Сб. тезисов докл. VII конференции по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1991.
- Бородулин Н.И. Система глубинных разломов Донбасса и их характеристика по данным глубинного сейсмического зондирования. Киев: «Наукова Думка». 1972. Т. 34, вып. 5. С. 27–32.
- Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г. и др. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28–43.
- Геодинамические исследования при геологической съёмке. Метод. рекомендации. СПб., 1992. 136 с.
- Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 24–41.
- Соборнов К.О., Хацкель М.Л. Геодинамическая эволюция Днепровско-Донецкой складчатой системы // Изв. АН СССР, серия геол. 1991. № 9.
- Феофилова А.П., Левенштейн М.Л. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна. Тр. ГИН АН СССР, вып. 73. М.: изд. АН СССР, 1963. 175 с.
- Фокин П.А., Никишин А.М. Тектоническое развитие Восточно-Европейской платформы в девоне-начале карбона // Вестник Московского университета. Сер. 4, геология, 1999. № 6. С. 9–20.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕРРИТОРИИ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ДЛЯ ФРАНСКОГО ВЕКА (ПОЗДНИЙ ДЕВОН)

Я.М. Гутак, В.А. Антонова

*Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк,
gutakjaroslav@yandex.ru*

Палеогеографическим реконструкциям территории юга Западной Сибири посвящено множество работ, из которых наиболее интересными представляются работы В.И. Краснова и В.Н. Дубатолова последних лет (Дубатолов, Краснов, 1997, 2002; Краснов, Дубатолов, 2011). Они обоснованы новейшими данными палеонтологии, литологии, стратиграфии, полученными в регионе, и представляются нам наиболее полными и корректными. В то же время эти реконструкции нуждаются в детализации по ряду очень важных, в понимании развития жизни в регионе, моментов. Один из них относится к концу франского времени позднего девона. Именно в этот временной срез, по нашему мнению, на поверхности древнего Сибирского континента появились первые наземные животные. В стратиграфическом отношении этому интервалу соответствуют сергиевская и красноозерная свиты Кузнецкого прогиба, кохайская свита Минусы. Эти свиты характеризуют переход вода – суша, но сформированы в принципиально разных географических условиях.

В палеогеографическом плане поздний фран в южной части Западной Сибири представлен фациями удаленного континентального шельфа (пачинская свита Кузбасса), фациями мелководного шельфа (туерькская свита Горного Алтая, соломинская свита Кузбасса), рифовыми фациями (глубокинская свита Кузбасса), фациями прибрежного шельфа с вложенными пролювиальными конусами выноса континентальных отложений (кельбесская и сергиевская свиты Кузбасса), отложениями приморской аккумулятивной равнины (красноозерная свита Кузбасса) и озерными отложениями внутриконтинентальных бассейнов (кохайская свита Минусинских впадин).

Растительность ландшафтов приморского типа (Кузбасс) и внутриконтинентального типа (берега Минусинской озерной палеосистемы) мы уже рассматривали ранее (Антонова и др., 2011). Не вдаваясь в детали этих различий, укажем только на появление в это время настоящих лесов, образованных растениями рода *Archaeopteris*, которые обладали достаточно толстым, высоким и крепким стволом (Антонова, 2009). Появление древесной растительности резко снизило скорость водной эрозии и стабилизировало береговую линию водоемов.

Таким образом, в позднем фране для территории Южной Сибири реконструируется Кузнецкий морской бассейн (территория севера Кемеровской области с широты Кемерово), прибрежная аккумулятивная равнина (южная часть Кемеровской области), горная система Кузнецкого Алатау (примерно совпадает с современной, но, вероятно, более высокая), цепочка отрезанных от моря озер, вытянутых вдоль восточного склона Кузнецкого Алатау (Минусинские впадины).

Характеризуя палеогеографию позднедевонского Кузнецкого моря, следует отметить, что ей свойственно постепенное углубление морского дна по направлению на северо-запад. Источник поступления обломочного материала — горы Кузнецкого Алатау. По видимому, этот бассейн открывался в сторону океана, во всяком случае, сведений о существовании на западе суши (современный Салаирский кряж) до настоящего времени не имеется. Такая тенденция смены фаций продолжает проследиваться и в карбоне, и в перми. Причем она даже усиливается к концу этого отрезка времени. Видимо, начал оказывать влияние надвигающийся терейн Салаира. Такой профиль Кузнецкого бассейна седиментации не совсем увязывается с традиционными представлениями о нем как о межгорном прогибе и сближает его с образованиями типа краевых прогибов на границах платформ (к каким мы относим каледонское обрамление Сибирской платформы) с подвижными областями герцинид.

Палеогеографию Кузнецкого Алатау в это время реконструировать весьма сложно по причине почти полного отсутствия синхронных отложений. Однако считается доказанным, что Кузнецкий Алатау приподнял расположенную за ним территорию на несколько сотен метров выше линии Кузнецкого моря. Эти вертикальные перемещения произошли в послелебейское (послебейское) время (последний эпизод проникновения моря в Минусинские депрессии). С этого времени в изолированных от моря водоемах устанавливается озерный тип осадконакопления. Объем воды в этих озерах огромен, а учитывая значительное превышение их над Кузнецким морем, можно утверждать, что они несли огромные запасы кинетической энергии. Время от времени эти водоемы переполнялись атмосферными водами и через наиболее низкие горные перевалы сбрасывались в морской водоем. Следы одного такого прорыва отмечены формированием пород сергиевской свиты (красноцветные грубообломочные отложения позднего франа, вложенные в морские отложения прибрежного и удаленного шельфа). Более ранних следов прорывов Минусинских озер до настоящего времени не обнаружено, хотя не исключено, что при более детальном исследовании их удастся выявить.

Такие своеобразные палеогеографические условия территории создали предпосылки для выхода на сушу первых позвоночных. Это событие нами связывается с районом Минусинских палеозер. В них обитало огромное множество рыб, в том числе двоякодышащих и кистеперых. В условиях резкого осушения озер они смогли адаптироваться к наземному способу жизни и легко перебирались от одной пересыхающей лужи к другой, более глубокой. Именно там, в краевых частях Минусинского палеозера в кохайское время нами зафиксированы первые остатки, предположительно относящиеся к тетраподам (Альберг и др, 2012). Береговые части Кузнецкого моря менее подходили для такой миссии, поскольку линия море – берег оставалась сравнительно стабильной, а это не способствовало коренным изменениям в составе биосферы.

Помимо важного значения позднего девона для изучения развития жизни на древнем Сибирском континенте, с отложениями позднедевонского этапа седиментогенеза связываются перспективы нефтеносности Кузбасса. Клиноформы континентальных отложений в разрезе морских шельфовых отложений могут рассматриваться в качестве потенциальных коллекторов, поскольку имеют высокую пористость и проницаемость.

Литература

Альберг П.Е., Гутак Я.М., Кундрат М., Перфильев Ю.С. Новое богатое местонахождение позвоночных из отложений позднего девона р. Уруп (Минусинская впадина, Южная Сибирь) // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. Материалы 3-го Всероссийского совещания «Верхний палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия», СПб: ВСЕГЕИ, 2012. С. 9–11.

Антонова В.А. Позднедевонские леса Сибири // Природа и экономика Западной Сибири и сопредельных территорий. Т. 1. Геология и палеонтология. Материалы Всероссийской научной конференции. Новокузнецк: РИО КузГПА, 2009. С. 16–19.

Антонова В.А., Гутак Я.М., Родыгин С.А. Сравнительная характеристика прибрежно-морских и внутриконтинентальных фитокомплексов (поздний девон Кузбасса и Минусинской котловины) // Материалы XIII Российской палинологической конференции. Т. 1. Сыктывкар: ИГ КОМИ НЦ УрО РАН, 2011. С. 113–114.

Дубатовов В.Н., Краснов В.Н. Биостратиграфия и реконструкции палеоландшафтов сибирских морей в девоне // Био- и секвентостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. СПб., 1997. С. 98–104.

Дубатовов В.Н., Краснов В.Н. Палеоклиматы Азиатской части России в девоне. Принципы и методы корреляции полифациальных и разнофациальных отложений. Новосибирск, 2002. 107 с.

Краснов В.И., Дубатовов В.Н. Палеоландшафты Азиатской части России в среднем палеозое. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2011. 169 с.

ФАЦИАЛЬНЫЙ КОНТРОЛЬ ПРИ ПРОГНОЗЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТЕКОЛЬНЫХ ПЕСКОВ НА ПРИМЕРЕ МЕЖДУРЕЧЬЯ ДОН-ОЛЫМ-ДЕВИЦА

Д.Н. Давыдов

НИИ геологии Воронежского госуниверситета, Воронеж, franceaisDm@mail.ru

На сегодняшний день имеются проблемы, связанные с дефицитом месторождений кварцевых песков. В первую очередь это обусловлено развитием строительства и производством тары для пищевой промышленности, которые являются основными потребителями стекольного сырья различных марок. В настоящее время на современном рынке повышенным спросом пользуются пески невысоких марок — Т, ВС-050, С-070. Кроме того, растет спрос на пески для производства листового стекла, применяемого в пластиковых стеклопакетах, а также для стекла высоких марок. И не случайно этот вид сырья назван в числе стратегических для России (Орлов, 1995). Наиболее перспективными для рассматриваемого сырья являются неглубоко залегающие и широко распространенные на указанной территории относительно чистые кварцевые пески аптского возраста.

Вопросы поисков и использования кварцевых песков аптского возраста в качестве стекольного сырья поднимались в работах А.Д. Савко с соавторами (Кора, Савко, 2003; Савко и др., 2004; Савко, Михин, 2005). Но конкретных перспектив и прогнозных площадей выделено не было.

Работами Воронежского рудоуправления в 2002 году открыто Богдановское месторождение в аптских аллювиальных отложениях Хохольского района Воронежской области. Кроме того, стекольные пески аптских отложений вскрыты на разных уровнях разреза, в подглиняной и надглиняной толщах Латненского месторождения огнеупорных глин. Пески Богдановского месторождения не выдержаны по качеству, марка меняется от ПБ-150-1 до ПС-250 и Т. В гранулярном составе часто преобладает мелкая фракция, количество которой превышает требования ГОСТ 22551-77. Запасы стекольных песков составили (по категориям): С₁ — 1051,0 тыс. т, С₂ — 4406,9 тыс. т, С₁+С₂ — 5457,9 тыс. т. При этом в результате испытаний, проведенных в ВНИПИИСтромсырье, было рекомендовано использовать для их обогащения гравитационно-оттирочную схему, что позволит получать пески марки ОВС-025-1.

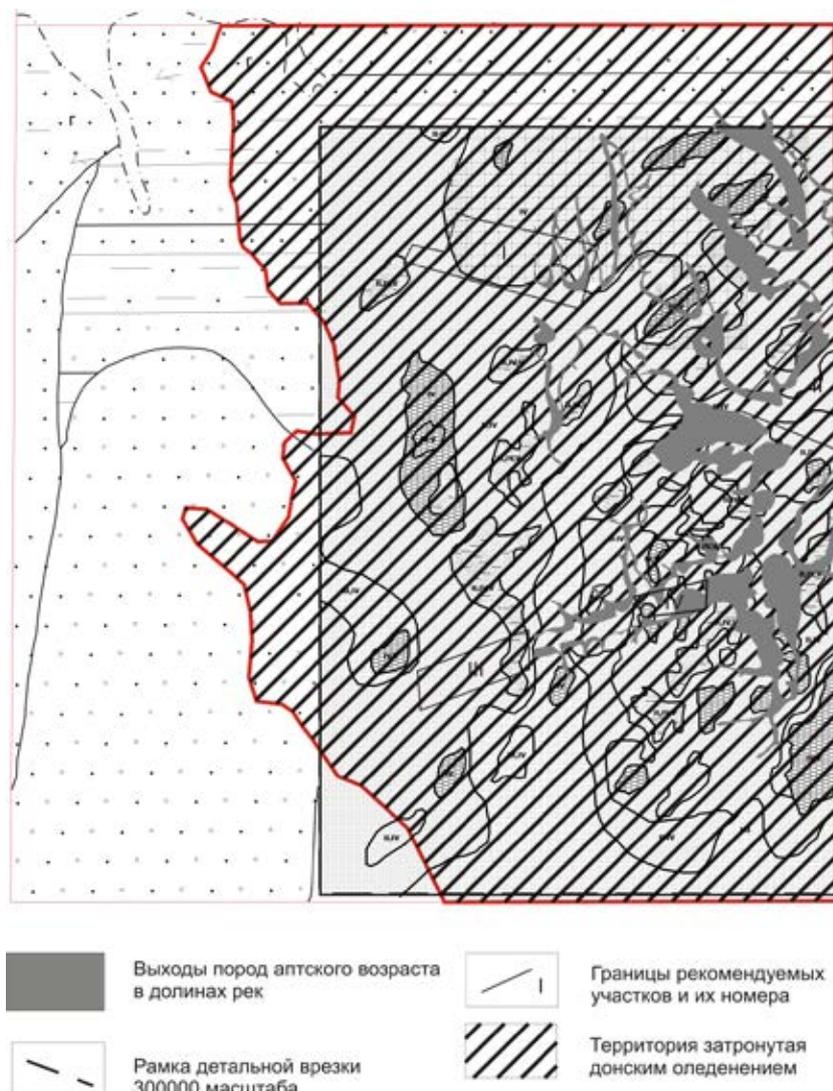
При поисках кварцевых стекольных песков необходимо учитывать два критерия — фациальный и палеогеоморфологический. Основой служат фациальные карты севера Воронежской области. Изучая по ним распространение песков и выявляя фациальные зоны, благоприятные для их формирования (Савко и др., 2001), можно выделить площади, перспективные для поисково-разведочных работ. Также при выделении подобных площадей необходимо учитывать геоморфологический фактор — непосредственные выходы кварцевых песков на поверхность в местах речных врезов и участки с наименьшей мощностью вскрышных пород, приуроченные к долинам.

Среди косвенных поисковых признаков учитывается предположение о том, что отложения аптского яруса, перекрытые верхнемеловыми породами, отличаются меньшей чистотой, чем залегающие непосредственно под четвертичными отложениями. Это объясняется тем, что пески полезной толщи, залегающие непосредственно под суглинками и глинами четвертичной системы, в прошлом подвергались неоднократному промыванию ледниковыми водами, и благодаря этому из отложений удалялось большинство вредных химических примесей.

На основе анализа фациальных карт (рисунок) к благоприятным для поисков песков можно отнести следующие зоны (по схеме детализации масштаба 1:300 000): пристрежневая зона (II); зоны прирусловых отмелей, валов (III). Расположение участков в этих зонах обеспечивает достаточный объем накапливаемого материала необходимой размерности — 0,1–0,8 мм.

Было выделено 4 прогнозных участка. Все они располагаются в долинах рек и приурочены к фациальным зонам, наиболее благоприятным для поиска и разведки кварцевых песков, соответствующих требованиям ГОСТ 22551-77 (ГОСТ 22551-77, 1977).

Участок I расположен в центральной части листа карты, в 4,5 км от села Кондрашовка в долине реки Ведуга и имеет площадь 86,85 км². Подошва песков находится на глубине от 85 до 91 м. Он находится в наиболее перспективной на стекольные пески площади, так как в этом районе располагается большинство известных месторождений песков разного назначения. Участок II располагается в 4,5 км от станции Латная, также в долине р. Ведуга. Площадь участка 93,06 км².



Перспективные участки для поиска стекольного песка на территории междуречья Дон-Олым-Девица с использованием материалов (Савко, Михин, 2000; Савко и др., 2004), а также собственных данных

Абсолютные отметки подошвы песков колеблются от 87 до 96 м. Участок III расположен в юго-западной части листа карты и находится в 3 км юго-западнее деревни Шустово, в долине реки Девица. Площадь участка составляет около 63,4 км². Абсолютная отметка подошвы песков до 93 м. Участок IV находится в южной части листа карты, в 6 км западнее от деревни Шустово. Его площадь 18 км². Абсолютная отметка подошвы, по данным соседних с участком скважин, составляет примерно 89 м.

Мощность вскрышных пород, представленных почвенно-растительным слоем, суглинками, некондиционными песками изменяется от 3,7 до 16,2 м и в среднем составляет 9,28 м на всех прогнозных участках, увеличиваясь в западном направлении. Мощность предполагаемых стекольных песков, слагающих полезную толщу, изменяется от 4,0 до 18,7 м и в среднем составляет 10,2 м.

По результатам обследования прогнозных участков и разведочного бурения полезная толща стекольных песков и перекрывающие их породы четвертичной системы не обводнены. Уровень подземных вод, представленных аптским водоносным горизонтом, залегает ниже подошвы полезного ископаемого и на разработку песков влияния не окажет.

Перспективными участками в отношении стекольного сырья можно считать участки долин рек Девица, Ведуга, Нижняя Ведуга, Еманча, расположенных в вышеуказанных фациальных зонах. Перспективные на поиски стекольных песков участки в фациальном и геологическом отношении, вероятнее всего, располагаются, по долинам рек в северо-западных, западных и центральных частях изученной территории.

Литература

ГОСТ 22551-77. Песок кварцевый, молотые песчаник, кварцит и жильный кварц для стекольной промышленности. Технические условия. М., 1977. 11 с.

Кора И.М., Савко А.Д. Песчаные породы вскрыши и возможности их использования на Латненском, Лебединском и Стойленском месторождениях // Тр. НИИ геологии ВГУ. Вып. 14. Воронеж, 2003. 94 с.

Орлов В.П. О стратегических видах минерального сырья России // Минеральные ресурсы России. 1995. № 4. С. 4–5.

Савко А.Д., Мануковский С.В., Мизин А.И. и др. Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы // Тр. НИИ геологии ВГУ. Вып. 3. Воронеж, 2001. 201 с.

Савко А.Д., Мануковский С.В., Мизин А.И., Бурыкин В.Н., Бартенев В.К. Атлас фациальных карт Воронежской антеклизы. Воронеж, 2004. 56 л.

Савко А.Д., Михин В.П. Литология аптских отложений междуречья Дон-Ведуга-Девица // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2000. Вып. 3 (9). С. 56–68.

Савко А.Д., Михин В.П. Стекольные пески в аптских отложениях междуречья Дон-Ведуга // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2005. Вып. 1. С. 152–165.

Савко А.Д., Михин В.П., Холмовой Г.В. Литология и полезные ископаемые аптских отложений междуречья Дон-Ведуга-Девица // Труды НИИ геологии ВГУ. Вып. 26. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004. 111 с.

ЛИТОЛОГИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ОСКОБИНСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА КАМОВСКОГО СВОДА

Н.К. Данилко

Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва,
danilko.nk@gmail.com

Объектом исследования являются верхневендские отложения оскобинской свиты западного склона Камовского свода. Отложения оскобинской свиты продуктивны в пределах Оморинского месторождения. Здесь к ним приурочена крупная залежь углеводородов. Кроме того, промышленная нефтегазоносность оскобинской свиты доказана в пределах Камовского и Юрубченского месторождений.

Задачей исследования являлось изучение вещественного состава продуктивных отложений оскобинской свиты западного склона Камовского свода. В работе были проанализированы

данные керн и ГИС по скважинам Платоновская-1, 2 и Камовская-1, 2, Чегалбуканская-1, Оморинская-11, а также данные ГИС ещё по ряду скважин.

Отложения оскобинской свиты регионально прослеживаются в пределах всей исследуемой территории. К тому же они отличаются высокой степенью изменчивости по мощности и фильтрационно-ёмкостным свойствам. В целом разрез отложений оскобинской свиты сложен чередованием песчаных, алевро-глинистых и сульфатно-карбонатных пород. Отличительной чертой этих отложений является большое количество смешанных разностей пород, в которых примерно в равном соотношении находятся алевро-песчаные, глинистые, карбонатно-сульфатные компоненты (Кузнецов, 2007).

Отложения оскобинской свиты на склоне Камовского свода отличаются по мощности, структурным и текстурным особенностям пород. В верхней части склона в разрезе преобладают алевро-песчаные разности с наклонной и волнистой слоистостью, при этом в породах содержится значительное количество сульфатов. В средней части склона наряду с терригенными в разрезе присутствует значительное количество карбонатных разностей, при этом для пород характерно широкое разнообразие горизонтально- и волнистослоистых текстур; количество сульфатов в этой зоне меньше, чем в верхней. В нижней части склона в разрезе преобладают глинистые разности с тонкой горизонтальной слоистостью с небольшим содержанием сульфатов (Постникова и др., 2006).

Различия в типах разрезов определяются фациально-палеогеографической ситуацией оскобинского палеобассейна. В верхней части склона распространены фации, переходные от континентальных к морским, в средней — фации мелководного шельфа, а в нижней зоне склона — фации относительно более глубоководных зон шельфа (Бирюкова, 2009).

Содержание песчано-алевритовых пород, являющихся породами-коллекторами, в разрезах скважин сильно колеблется. Оно составляет, соответственно, в скважинах Оморинской-11 — 54,4 %; Чегалбуканской-1 — 62,5 %; Камовской-1 — 61,5 %; Камовской-2 — 77,5 %; Платоновской-1 — 7 % и Платоновской-2 — 72,5 %. При этом существенное влияние на качество коллектора оказывает присутствие ангидритовой составляющей. Наиболее засоленным (ангидритистым) является разрез скважины Чегалбуканской-1, который, по-видимому, формировался в осолоняющейся лагуне. Наиболее глинистым является разрез скважины Платоновская-1, скорее всего, находившийся в более глубоководной части бассейна, где солёность была существенно ниже.

В результате исследований на растровом электронном микроскопе (РЭМ) были выявлены следующие особенности структуры пустотного пространства пород-коллекторов оскобинских отложений. В пустотах присутствует значительное количество аутигенных минералов. В частности были выявлены такие минералы, как галит, ангидрит, цеолиты. Таким образом, мощность прослоев пород-коллекторов и их фильтрационно-ёмкостные свойства определяются фациально-палеогеографической ситуацией в оскобинском палеобассейне, а также направленностью и интенсивностью вторичных процессов.

Литература

Бирюкова М.А. Корреляция и фациальные особенности отложений оскобинской свиты юго-западного склона Байкитской антеклизы // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. Т. 4, № 3. http://www.ngtp.ru/rub/4/32_2009.pdf

Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение. М.: Недра, 2007. 511 с.

Постникова О.В., Фомичева Л.Н., Тихомирова Г.И. Литолого-формационная модель рифей-вендских отложений западной части Сибирской платформы // Современные проблемы нефтегазоносности Восточной Сибири: Науч.-техн. конф. М., 2006. С. 44–45.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КАРБОНАТНАКОПЛЕНИИ В КАСПИЙСКОМ МОРЕ. НАХОДКА КУТНАГОРИТА В ЮЖНОЙ КОТЛОВИНЕ

О.М. Дара, Н.В. Козина, В.В. Гордеев

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва,
olgadara@mail.ru*

Исследование проводилось в рамках Программы института океанологии им. П.П. Ширшова РАН «Система Каспийского моря» под руководством А.П. Лисицына в 2008–2012 гг. В соответствии с современными представлениями об изучении седиментогенеза (Лисицын, 1979) материал для исследования был отобран из атмосферных аэрозолей (сетевой метод), водной толщи (методы фильтрации и отстаивания) и поверхностных осадков (дночерпатель, мультикорер, трубка Неймисто, ТБД). Исследования проводились по всей акватории Каспийского моря в меридиональном направлении от дельты реки Волги до Южной котловины. Представленная здесь часть работы посвящена изучению минерального состава карбонатов рентгенодифракционным методом порошка. Исследование проведено на рентгеновском дифрактометре D8 ADVANCE (Bruker AXS). Идентификация карбонатов проводилась по следующим критериям.

Исходя из того, что Mg-кальциты представляют собой твердые растворы $MgCO_3$ в кальците, магнезиальный кальцит по составу подразделяют на низкомагнезиальный с содержанием $MgCO_3$ менее 4–5 мол. % ($d_{104} > 3,029 \text{ \AA}$) и высокомагнезиальный с содержанием $MgCO_3$ от 5 до 30 мол. % ($d_{104} > 2,94 \text{ \AA}$) при сохранении кальцитовой структуры (Reeder, Sheppard, 1984). Доломиты подразделяются на стехиометрические ($d_{104} = 2,885 \pm 0,002 \text{ \AA}$) и Ca-избыточные доломиты ($d_{104} > 2,89 \text{ \AA}$) (Карбонаты..., 1987) и анкерит-кутнагоритовую серию с $d_{104} > 2,94 \text{ \AA}$. Марганец, а также ряд других металлов, определялся в донных осадках Каспийского моря методом пламенной атомной абсорбции на спектрофотометре «Квант-2А» в пламени ацетилен-воздух.

Изученный нами эоловый материал был собран в разные годы сетевым методом. Состав его изменяется в широких пределах и целиком определяется направлением ветров, принесших это вещество. Питающие провинции, как правило, хорошо индицируются по минеральным ассоциациям. Результаты подтверждаются метеорологическими данными. Кроме кварца, полевых шпатов, минералов групп амфибола и пироксена, а также глин и гидроокислов железа, воздушные потоки поставляют мусковит и палыгорскит. Карбонатная составляющая представлена доломитом (1–3 %) и кальцитом – $d_{104} \sim 3,034 \text{ \AA}$ (1–15 %).

Исследование кристаллической составляющей водной взвеси из Восточной и Западной частей дельты реки Волги показало, что суммарное содержание карбонатов здесь не превышает 9 %, из которых 2–3 % доломита и 4–6 % кальцита ($d_{104} \sim 3,0339 \text{ \AA}$). В основном взвесь в этой части Каспия состоит из терригенного материала: кварца, полевых шпатов, амфиболов, а также минералов глин. Вещество, собранное методом отстоя из маргинального фильтра реки Волги, кроме доломита и кальцита, содержит первые проценты арагонита. Для материала седиментационных ловушек в карбонатной его части характерно появление низкомагнезиального кальцита ($d_{104} \sim 3,028–3,032 \text{ \AA}$) наряду с присутствием кальцита, доломита и арагонита. Ловушечный доломит, как правило, представлен как стехиометрическим доломитом, так и Ca-избыточным.

Карбонаты донных осадков поверхностного слоя Каспийского моря изучались множеством ученых (Хрусталев и др., 1981; Сорокин и др., 1984; Холодов, 1989). Бассейн Каспийского моря отличается большим разнообразием условий осадконакопления.

Инженерно-геологические работы позволили изучить материал структуры Нурсултан (гл. 340 м) в Среднем Каспии в 80 км южнее Актау. Донные осадки отбирались геологическими трубами. Карбонаты здесь представлены низкомагнезиальным кальцитом (5–50 %), доломитом (1–9 %), арагонитом (2–10 %). Крупные и мелкие ракуши и их обломки из разных станций и разных горизонтов в исследуемом районе полностью состоят из арагонита. На горизонте 50–55 см вскрыт пласт стехиометрического доломита с отдельными зернами низкомагнезиального

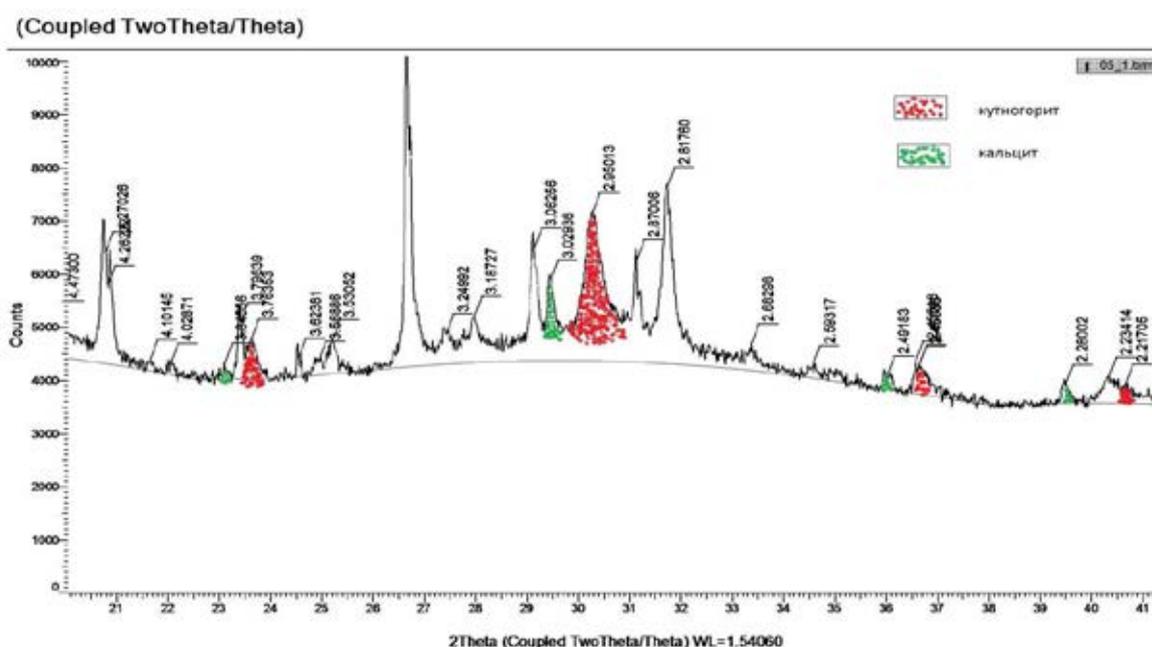
кальцита ($d_{104} \sim 3,029 \text{ \AA}$) и арагонитовой ракушей. По глубине от поверхности дна до горизонта 311 см магнезиальность кальцита практически не меняется.

Другой фациальный облик имеют донные осадки Дербентской котловины. Здесь появляется значительное количество гипса (3–28 %), пирит (1–7 %), магнезиальность кальцита значительно увеличивается ($d_{104} \sim 3,022\text{--}3,025 \text{ \AA}$). Кроме того, карбонаты представлены доломитом (3–5 %) и первыми процентами арагонита. В целом до горизонта 75 см общее содержание карбонатов не превышает 25 %.

Поверхностные карбонатные корки Апшеронского порога практически полностью состоят из низкомагнезиального кальцита ($d_{104} \sim 3,022 \text{ \AA}$) и арагонита.

Совершенно иные условия седиментогенеза в Южной котловине приводят к появлению новой минеральной ассоциации. Материал был отобран мультикорером на глубине 1000 м в точке с координатами N 38° 58.528'; E 50° 45.738'. Рентгендифракционные исследования показали, что в донных осадках одновременно присутствуют две генерации кальцита: низкомагнезиальный ($d_{104} \sim 3,0313\text{--}3,0339 \text{ \AA}$) и высокомагнезиальный ($d_{104} \sim 3,0096\text{--}3,0198 \text{ \AA}$). Вместе с тем в обогащенных Mn верхних горизонтах (от наилка до 3 см) был обнаружен двойной карбонат кальция и марганца — кутнагорит $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$. Это первая находка кутнагорита в современных осадках Каспийского моря (Южная котловина, ст. 3916, гл. 1000 м, НИС Рифт, рейс 39, 2012). Идентификация кутнагорита проводилась в соответствии с его дифракционными максимумами по электронной базе данных ICDD (рисунок). Кутнагорит идентифицируется на рентгенограммах в четырех горизонтах. Это хлопьевидный черно-зеленый наилкок; переходный тонкий пелитовый слой с илом и черными включениями; серо-черный пелитовый слой с гидротроилитом; тонкий зелено-рыжий слой с бежевым тонким (1 мм) прослоем — весь осадок обогащен Mn и сильно обводнен. Кроме карбонатов тонкодисперсное, в значительной степени рентгеноаморфное вещество содержит кварц, полевые шпаты, каолинит, хлорит, иллит, гипс, пирит.

Содержание высокомагнезиального кальцита увеличивается от 1 % в наилке до 11 % в горизонте 35 см, причем в наилке (0–0,5 см) высокомагнезиальный кальцит выпадает из раствора одновременно с кутнагоритом, затем в переходном слое (0,5–1 см), где иловые воды максимально насыщены Mn, кристаллизуется только кутнагорит. Далее от 1 до 3 см постепенно падает содержание Mn, уменьшается содержание кутнагорита и вновь появляется высокомагнезиальный кальцит. При этом содержание низкомагнезиального кальцита в тех же горизонтах от наилка до глубины 35 см колеблется в пределах 6–8 %.



Дифрактограмма образца донных осадков Каспийского моря (Южная котловина, ст. 3916, мультикорер, горизонт 0,5–1 см, гл. 1000 м, НИС Рифт, рейс 39, 2012)

По-видимому, появление высокомагнезиального кальцита и кутнагорита следует отнести к числу хемогенных образований. Их происхождение связано с процессом раннего диагенеза, т.е. они выпадают из иловых вод, пересыщенных ионами Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} . Это подтверждается как их составом, так и тонкопелитовой размерностью.

Все исследования сделаны на каменном материале, в разное время полученном в экспедициях в Каспийское море сотрудниками Лаборатории физико-геологических исследований под руководством академика РАН А.П. Лисицына — Леин А.Ю., Лукашиным В.Н., Кравчишиной М.Д., Ключиткиным А.А., Козиной Н.В.

Литература

- Карбонаты: Минералогия и химия. М.: Мир, 1987. 491 с.
Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 391 с.
Холодов В.Н., Хрусталева Ю.П., Лубченко И.Ю. и др. Каспийское море: проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 182 с.
Reeder R.J., Sheppard C.E. Variation of lattice parameters in some sedimentary dolomites // American Mineralogist. 1984. V. 69. P. 520–527.

ОЦЕНКА РОЛИ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА В СЕДИМЕНТАЦИИ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ГЕОХИМИЧЕСКИ РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ ОКЕАНА

Л.Л. Демина

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, l_demina@mail.ru

Живое вещество океана характеризуется рядом важных геохимических функций, главнейшими из которых служит трансформация химического состава морской воды и концентрирование химических элементов (Вернадский, 1923). Как известно, в первичные продуценты — фитопланктон и фитобентос — ассимилируют преимущественно растворенные формы элементов, тогда как сообщества более высоких трофических уровней (зоопланктон, зообентос, нектон) наряду с раствором поглощают коллоидные и взвешенные формы. Формируя вертикальные потоки осадочного материала в морях и океанах, живые организмы служат важнейшими участниками седиментационных процессов (Лисицын, 1978, 1994, 2004).

Нам удалось показать, что интенсивность биогеохимических процессов определяется, помимо содержания металлов в биомассе организмов, еще и такими биологическими параметрами, как биомасса организмов и динамика жизненных циклов сообществ (Демина, 2011; Демина, Лисицын, 2013). Наши данные показывают, что биопоглощение металлов и высокая интенсивность биопродуцирования в эуфотической зоне океана приводят к ускорению геохимической миграции металлов: продолжительность биологических циклов металлов в составе фитопланктона в 10 (Mn и Fe) до более чем в 1000 (Cu, Ni, Cd) раз меньше, чем время их пребывания в океане (Демина, Лисицын, 2013).

В гидротермальных высокотемпературных биотопах Срединно-Атлантического хребта (САХ) по численности и биомассе доминируют биосообщества двустворчатых моллюсков-симбиотрофов, *Bathymodiolus spp.*, функционирующих на основе хемосинтеза. Они характеризуются наибольшей биомассой, которая в расчете на целый организм (т.е. суммарно для мягких тканей вместе с раковинами) достигает 60 кг/м^2 (Демина, Галкин, 2010), что в десятки раз больше, чем в прибрежных районах, и в тысячи раз выше, чем в фоновых районах пелагиали океана, где средняя биомасса донных животных обычно составляет около 2 г/м^2 (Зенкевич и др., 1971). Концентрационная функция гидротермальных симбиотрофных моллюсков (в расчете на целый организм), изученная нами ранее для пяти разных полей Срединно-Атлантического хребта (САХ), проявляется в эффективном извлечении (с коэффициентом накопления от 10^2 до 10^5) из воды не только геохимически важных металлов (Fe, Cu, Zn, Co), но и таких токсичных металлов, как Hg, Ag, Pb и Cd (Демина, 2010).

Отметим, что геохимические барьерные зоны маргинального фильтра (Лисицын, 1994) и глубоководных гидротермальных полей океана характеризуются сопоставимо высокими биомассами, которые измеряются несколькими десятками кг на квадратный метр биотопа.

Интересно сопоставить интенсивность процессов биоаккумуляции металлов в геохимически различных областях океана: 1) маргинальном фильтре, эуфотическом слое и пелагиали открытого океана, где энергетическим источником биогеохимических процессов служит фотосинтез, и 2) глубоководных гидротермальных полях, доминантные сообщества которых функционируют на основе хемосинтеза. Отметим, что по нашим данным, различия между средними медианными содержаниями каждого из микроэлементов (мкг/г сух. веса целого организма) в донной фауне открытого океана, обитающей в фоновых глубоководных областях Атлантики, и на гидротермальных полях САХ не превышают одного порядка величин (Демина, Лисицын, 2013). Если мы рассмотрим данные, которые характеризуют интенсивность процессов биоаккумуляции металлов, в частности, массы микроэлементов, поглощаемых интегральной биомассой сообществ на единице площади биотопа (ΣM био, мг/м²), то получим более интересные результаты.

В таблице приведены данные по массам тяжелых металлов, поглощаемых интегральной биомассой доминирующих сообществ на единице площади биотопа. Из нее можно видеть, что наименьшей интенсивностью биоаккумуляции тяжелых металлов обладает донная фауна пелагиали океана, где накопление металлов не превышает 0,35 мг/м² биотопа (Fe), а для большинства остальных металлов — менее 0,01 мг/м² биотопа; напомним, что биомасса бентоса здесь также минимальна.

Массы микроэлементов (мг/м² биотопа), поглощаемых биомассой сообществ, обитающих в геохимически различных областях океана

Металл	Маргинальный фильтр	Эуфотическая зона океана	Пелагиаль океана	Глубоководная гидротермаль САХ
Mn	470	6,3	0,092	894
Fe	9128	105	0,35	63060
Co	19,4	0,5	0,005	258
Ni	78,5	1	0,012	1092
Cu	102	6,3	0,046	4272
Zn	656	24,7	0,128	17100
As	7,8	5,7	0,005	2142
Cd	7,1	0,3	0,002	142
Pb	87	4,19	0,011	1013

В эуфотической зоне океана в биомассе фитопланктона накапливаются примерно в 100 раз большие массы каждого из металлов по сравнению с донной фауной пелагиали. Еще более интенсивное накопление большинства металлов, от 10 до 90 раз превышающее таковое для фитопланктона эуфотической зоны открытого океана, происходит в интегральной биомассе маргинального фильтра. Однако предельно высокая интенсивность аккумуляции металлов обнаружена нами в биомассе донной фауны высокотемпературных гидротермальных полей САХ, где накапливается от 142 (Cd) до 63060 (Fe) мг/м² биотопа. Интенсивность накопления металлов донной фауной глубоководной гидротермали в 10⁴–4·10⁵ раз выше, чем фоновой донной фауной пелагиали, хотя среднее содержание исследуемых металлов (кроме Mn) в последней в 2–6 раз ниже, чем в гидротермальном бентосе. Марганец, показывающий близкие с Fe концентрации в гидротермальных флюидах, обладает пониженной способностью биоаккумуляции в гидротермальных животных, по-видимому, вследствие пониженной (по сравнению с Fe) доли биодоступных форм в воде. Можно предположить, что в процессе миграции из гидротермальных флюидов происходит разделение Fe и Mn в воде гидротермальных биотопов (Демина, 2010), обусловленное, вероятно, различиями в кинетике их окислительно-восстановительных процессов.

В фауне гидротермали отмечается от двух до двадцати пяти раз более высокая интенсивность биоаккумуляции тяжелых металлов по сравнению с маргинальным фильтром,

при этом оба эти района характеризуются сопоставимо высокими биомассами.

Таким образом, оценка интенсивности биоаккумуляции тяжелых металлов, при которой учитывается не только содержание элементов в организмах, но и биомасса на единице площади биотопа, дает наиболее четкое представление о роли живого вещества в современных седиментационных процессах. Основная причина различий в интенсивности накопления металлов в разных районах океана, обусловлена, надо полагать, не только различиями в содержаниях тяжелых металлов в разных биосообществах, но и различиями в величинах биомассы.

Сравнительная оценка абсолютного (т.е. в биомассе на единицу площади биотопа) биопоглощения металлов сообществами, обитающими в различных геохимических обстановках (маргинальный фильтр, эуфотическая зона и пелагиаль открытого океана и глубоководные гидротермальные поля), показала, что донная фауна гидротермалитов обладает наибольшей интенсивностью биоаккумуляции для каждого из исследованных металлов: в десятки раз превышающей таковую в маргинальном фильтре, в сотни раз — в эуфотической зоне и в несколько десятков тысяч раз — в пелагиали океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ведущих научных школ НШ-618.2012.5, а также РФФИ, проект № 11-05-01118а.

Литература

- Вернадский В.И. Живое вещество в химии моря. Петербург. 1923. 217 с.
- Демина Л.Л. О концентрационной функции донной фауны гидротермальных областей океана // ДАН. 2010. Т. 430, № 1. С. 114–118.
- Демина Л.Л. К оценке роли глобальных биологических фильтров в геохимической миграции микроэлементов в океане. Маргинальный фильтр океана // ДАН. 2011. Т. 439, № 1. С. 114–117.
- Демина Л.Л., Галкин С.В. Полихета Альвинелла помпеяна — супертермофил и чемпион по металлам // Природа. 2010. № 8. С. 14–21.
- Демина Л.Л., Лисицын А.П. Сравнительная оценка роли глобальных биологических фильтров в геохимической миграции микроэлементов в океане // ДАН. 2013. Т. 449, № 6. С. 710–714.
- Зенкевич Л.А., Филатова З.Н., Беляев Г.М. и др. Количественное распределение зообентоса в Мировом океане // Бюлл. МОИП. Отд. биол. 1971. Т. 76. Вып. 3. С. 235–249.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации: литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 358 с.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34, № 5. С. 735–747.
- Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 1. С. 15–48.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА НАКОПЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В РАЗЛИЧНЫХ ГРУППАХ КАРБОНАТОБРАЗУЮЩИХ ОРГАНИЗМОВ В ПЕЛАГИЧЕСКИХ ДОННЫХ ОСАДКАХ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Л.Л. Демина, О.Б. Дмитренко, Н.С. Оськина

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, l_demina@mail.ru

Известно, что солевой состав морской воды сформирован растворенными продуктами выветривания, при этом в макро- и микроэлементном составе биоминералов, в первую очередь, кальцита, арагонита и опала (аморфного кремнезема) отражаются геологические процессы, влияющие на гидрохимию, океанскую циркуляцию и биологическую эволюцию. Концентрации наименее реактивных макроэлементов морской воды (Cl, Na, K, Mg, Ca и Sr) не изменяются в пределах толщи океанских вод, тогда как микроэлементы изменяются в зависимости от глубины, местоположения, сезона вследствие их вовлечения в биологические циклы и/или адсорбционного удаления с помощью микрочастиц. Кокколитофориды относятся к группе известкового фитопланктона с наноразмерностью; раковинки их состоят из кальцита. Фораминиферы и птероподы — зоопланктонные организмы, причем птероподы, в отличие от фораминифер, имеют преимущественно арагонитовый скелет. В глубоководных частях океана

карбонатные донные отложения имеют биогенное происхождение и составляют в среднем около 50 % от площади Мирового океана (Лисицын, 1978). Микроэлементный состав биогенной карбонатной составляющей (планктонные и бентосные фораминиферы, кокколитофориды, птероподы) изучен крайне недостаточно: встречаются отрывочные данные по небольшому числу микроэлементов для отдельных районов.

Ранее нами было показано повышенное по сравнению с фоном накопление Fe, Cu, Co, Cr, Ni, Ag в раковинах планктонных фораминифер из донных осадков гидротермального поля Ашадзе-1 (Срединно-Атлантический хребет), что свидетельствует о влиянии гидротермальных флюидов, циркулирующих в ультраосновных породах фундамента поля, обогащенных большинством из этих металлов (Габлина и др., 2011; Демина, Оськина, 2011; 2012). В данном сообщении приводятся новые сведения по среднему содержанию группы микроэлементов (As, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb) в планктонных фораминиферах родов *Globigerina*, *Globorotalia*, *Globigerinoides*, *Orbulina* и др., а также в птероподах и кокколитофоридях. Эти группы карбонатобразующих организмов были выделены из толщи верхне-плейстоценово-голоценовых донных осадков центральной части Атлантического океана. Донные осадки отобраны на трех станциях во время экспедиций Института океанологии им. П.П. Ширшова в прошлые годы в пределах координат 19° 28,21' с.ш.–25° 51,6' ю.ш.; 4° 44,3' з.д.–45° 06,40' з.д. на глубинах от 2623 до 4380 м, т.е. в продуктивной тепловодной зоне преимущественно биогенного карбонатакопления. Для фораминифер и птеропод была выбрана фракция крупнее 0,1 мкм. Просмотр образцов раковин фораминифер и птеропод под световым, а нанопланктона — под сканирующим электронным микроскопом выявил их хорошую сохранность без признаков переотложения и растворения.

Определение содержания химических элементов проводилось с использованием атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) в пламенном и электротермическом вариантах, а также масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС). Перед анализом пробы известкового планктона весом от 20 до 50 мг сухого веса разлагали в герметичных тefлоновых сосудах в смеси из 1 мл особо чистой концентрированной HNO₃ и 0,5 мл 30%-ной H₂O₂ при температуре 70 °С, после охлаждения объем аналита доводили деионизированной водой до 20 мл.

В таблице приведены средние значения содержаний микроэлементов (\pm среднее квадратичное отклонение) в образцах изученных нами карбонатобразующих организмов: в планктонных фораминиферах, птероподах и кокколитофоридях. Отметим, что указано общее содержание металлов, включающее карбонатный скелет и адсорбированную фракцию.

Среднее содержание микроэлементов (\pm среднее квадратичное отклонение, мкг/г сух. веса) в трех группах кальцифицирующих организмов центральной части Атлантического океана

Группа организмов (число проб)	Fe	Mn	Cu	As	Ni	Pb	Co	Cd	Cr
Фораминиферы (44)	3000 \pm 1530	186 \pm 147	32,6 \pm 21,3	28,9 \pm 15,7	6,93 \pm 4,94	1,18 \pm 1,0	2,19 \pm 1,74	0,20 \pm 0,19	0,17 \pm 0,15
Кокколитофориды (20)	8000 \pm 3005	735 \pm 234	14,15 \pm 3,73	7,37 \pm 2,85	16,53 \pm 4,57	23,7 \pm 6,12	9,71 \pm 2,67	0,33 \pm 0,09	0,74 \pm 0,27
Птероподы (6)	3028 \pm 1107	458 \pm 235	10,68 \pm 4,57	2,25 \pm 1,00	3,36 \pm 0,97	3,49 \pm 1,75	9,07 \pm 5,32	0,06 \pm 0,03	1,35 \pm 0,21

Из таблицы видно, что пределы содержаний разных металлов в биоминеральных структурах карбонатобразующих организмов изменяются от сотых долей до первых тысяч мкг/г сухого веса. Заметим, что последовательность убывания концентрации этих металлов в морской воде выглядит следующим образом: As > Fe, Cr > Cu > Mn, Cd > Pb > Co (Bruland, Lohan, 2004). Несовпадение этой последовательности с порядком убывания содержания металлов в микрофоссилиях (таблица) может свидетельствовать об их селективном накоплении в карбонатных раковинах, т.е. в соответствии с биохимическими потребностями организмов и геохимическими свойствами самих металлов.

Вариабельность содержаний каждого из металлов между тремя группами кальцифицирующих организмов незначительна: различия, как правило, не превышают фактора 6, т.е. принадлежат одному порядку величин. Отсюда можно предположить, что в

процессе биоминерализации и в особенности фоссилизации в осадочной толще разные группы беспозвоночных карбонатообразующих организмов проявляют геохимическое единообразие концентрационной функции по отношению к микроэлементам.

Выполненная нами ранее оценка концентрационных свойств исследованных трех групп карбонатообразующих организмов (по отношению к концентрациям металлов в растворенной форме в воде океана) показала, что коэффициенты накопления из океанской воды (относительно мольных концентраций Ca) в ряду Na, K, Ca, Sr, Co, Cu, Zn, As, Ag, Cd, Hg, Pb, Mn, Fe возрастают от 1 до 20 000 (Demina et al., 2011; Демина, Оськина, 2011, 2012).

Находящиеся в донных осадках раковины фораминифер и других карбонатных организмов накапливают микроэлементы в результате двух основных механизмов: активное включение в карбонатный скелет при биоминерализации и пассивное адсорбционное накопление на поверхности и в порах биоминералов. На основании предложенного Э. Бойлем (1981, 1983) протокола химической процедуры очистки раковин фораминифер для разделения чистых скелетов и адсорбированного комплекса из органического вещества, гидроксидов железа и марганца, а также глинистых частиц производится оценка среднего относительного содержания химических элементов в составе кристаллической решетки кальцита. Для исследованных нами металлов доля их, находящаяся в чистом карбонатном скелете, составляет для Cu, Zn <10 %, для Fe, Mn, Ni, Pb, Cd — от 10 до 50 %, для Ca, Mg и Sr — почти 100 % от общего содержания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 11-05-01118а; гранта ведущих научных школ НШ-618.2012.5.

Литература

Габлина И.Ф., Демина Л.Л., Дмитренко О.Б., Оськина Н.С., Попова Е.А., Хусид Т.А., Шилов В.В. Состав и вторичные изменения микрофоссилий в осадках гидротермального поля Ашадзе-1 (тропическая зона Срединно-Атлантического хребта) // *Океанология*. 2011. Т. 51, № 3. С. 505–520.

Демина Л.Л., Оськина Н.С. Микроэлементы в процессах карбонатной минерализации в океане (на примере сообществ фораминифер Атлантического океана) // *Материалы XIX Международной науч. конфер. (Школы) по морской геологии*. М.: ГЕОС, 2011. Т. IV. С. 33–37.

Демина Л.Л., Оськина Н.С. Роль карбонатной биоминерализации в геохимии микроэлементов на ранних стадиях океанского осадкообразования // *Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 110-летию со дня рождения Л.Б. Рухина*. Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2012 г. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. Т. 2. С. 14–16.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука. 1978. 392 с.

Boyle E.A. Cadmium, zink, copper, and barium in foraminiferal tests // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 53. P. 11–35.

Boyle E.A. Manganese carbonate overgrowths on foraminiferal tests // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1983. V. 47. P. 1815–1819.

Bruland K.W., Lohan M.C. Controls of trace metals in sea water // *The oceans and marine geochemistry. Treatise on Geochemistry*. 2004. V. 6. P. 23–47.

Demina L.L., Oskina N.S., Gablina I.F. Elemental composition of the foraminiferal tests in the Atlantic Ocean // *Proceedings of the Sixth International Conference “Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology”*. September 19–22, 2011. Moscow. 2011. P. 79–82.

ДИНАМИКА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СРЕД

Т.А. Дивина, В.С. Старосельцев

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, geology@sniiggims.ru

Восстановление условий накопления различных по составу комплексов в областях прогибания имеет длительную историю (Палеогеография..., 1967, 1975; Тучков, 1973; и др.). Обычно на соответствующих палеогеографических схемах и картах находят отражение различные статистические характеристики областей накопления и денудации. Некоторым отклонением от традиционного подхода к составлению палеогеографических реконструкций

явилась статья Т.А. Дивиной с соавторами (Палеогеография..., 1989), в которой была предпринята попытка осуществить динамический анализ исходных характеристик.

В основу были положены схемы миграции границ как источника сноса, так и бассейна седиментации, а также конфигурация зон устойчивого морского осадконакопления в течение всей характеризуемой эпохи или ее длительного отрезка. Устойчивость режима подчеркивалась сведением соответствующих условных знаков, а чередование и частота повторяемости знаков отражала палеогеографические обстановки и их соотношение в течение той или иной эпохи. На территории аккумулятивных, денудационных и возвышенных равнин дополнительными знаками были показаны преобладающие осадочные, изверженные или метаморфические породы, что позволяло судить о преобладающих в бассейне седиментации породообразующих и акцессорных минералах.

Особого внимания заслуживает устойчиво существовавшая на севере Сибирской платформы на протяжении всего раннего триаса аккумулятивная равнина, сложенная изверженными породами основного состава. Среди них преобладают различные базальтовые покровы, некоторые из которых, сохраняя определенную толщину и структурно-текстурные особенности, прослеживаются на площадях, измеряемых сотнями тысяч квадратных километров (Межвилк, 1962; Старосельцев, 1989). Иногда под такими покровами наблюдаются выдержанные по толщине туфогенные прослои с субгоризонтальной параллельной слоистостью и остатками наземной флоры. Учитывая, что доля туфогенных прослоев в базальтовом комплексе не превышает первых процентов, а условия их формирования, судя по выдержанности на огромных площадях, были близки к базису эрозии, накопление самих базальтовых покровов происходило на фоне постоянного погружения территории излиятий над освобождающимся магматическим очагом без формирования возвышенностей в рельефе. Отсутствие последних подтверждается характером налегания базальтовых покровов друг на друга. На их контактах отсутствуют признаки эрозионного рельефа.

Отражение на палеогеографической схеме штриховыми знаками длительного устойчивого состояния аккумулятивной равнины, сложенной эффузивным комплексом основного состава, в сопровождении его изопахит, достигающих величин 2000–3000 м, раскрывает важную для нефтегазоносности особенность строения рассматриваемой территории — значительное погружение подстилающих палеозойских горизонтов, часть из которых обогащено органическим веществом и способно при соответствующем повышении температуры продуцировать значительные объемы углеводородов.

Развивая динамический подход к построению палеогеографических схем, необходимо обратить особое внимание на отражение изогипсами процесса формирования палеоподнятий, являющихся потенциальными зонами улавливания и накопления углеводородов. Примером может служить набор карт изопахит и палеогеографических схем разновозрастных свит тунгусской серии среднекаменноугольно-позднепермского возраста в Норильском районе на северо-западе Сибирской платформы. Именно здесь геологически четко фиксируется формирование крупного палеоподнятия — Хантайско-Рыбнинского мегавала — в изменении возрастных взаимоотношений отложений самой тунгусской серии и подстилающих также разновозрастных средне- и нижнепалеозойских горизонтов. Принципиальная схема этих взаимоотношений отражена на рисунке 1. Его анализ показывает, что по мере омоложения позднепалеозойских ($C_2 \rightarrow P_2$) отложений под ними оказываются все более древние горизонты подстилающих пород. Такое взаимоотношение у поверхности несогласия свидетельствует о возникновении контрастного Хантайско-Рыбнинского палеоподнятия на рубеже раннего и среднего карбона и его последовательном денудационном выравнивании с перекрытием все более молодыми отложениями карбона и перми.

Существовавшие на территории Норильского района в течение раннего и среднего палеозоя морские условия осадконакопления в конце раннекарбонного времени сменились лагунно-континентальными, в которых и сформировалась толща осадков, вошедшая в литературу под названием тунгусская серия. В визейское время произошли поднятия обширных территорий, что привело к выходу из-под уровня моря западной окраины Сибирской платформы и превращению ее в область денудации. В то же время происходило формирование основного

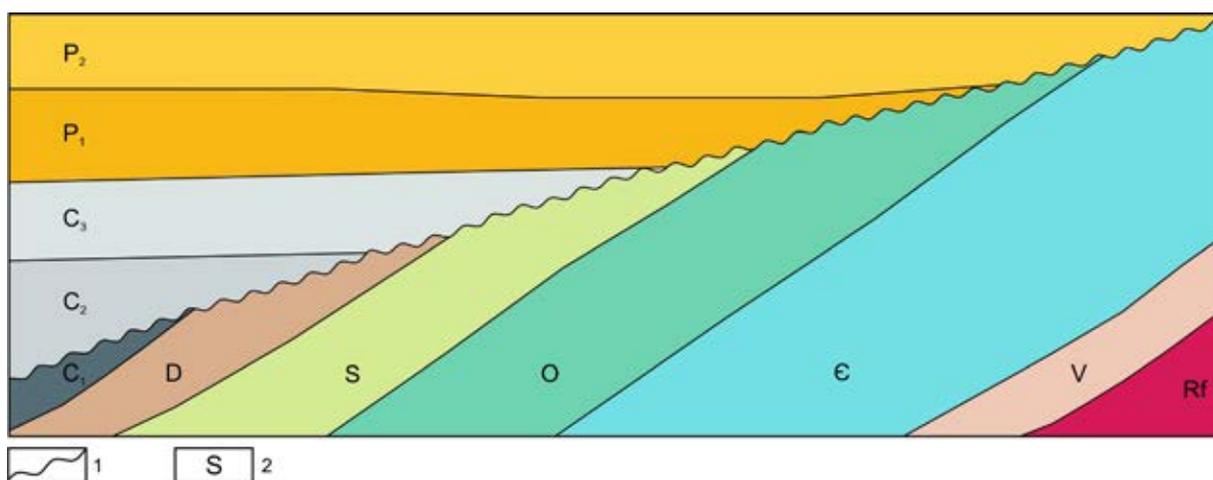
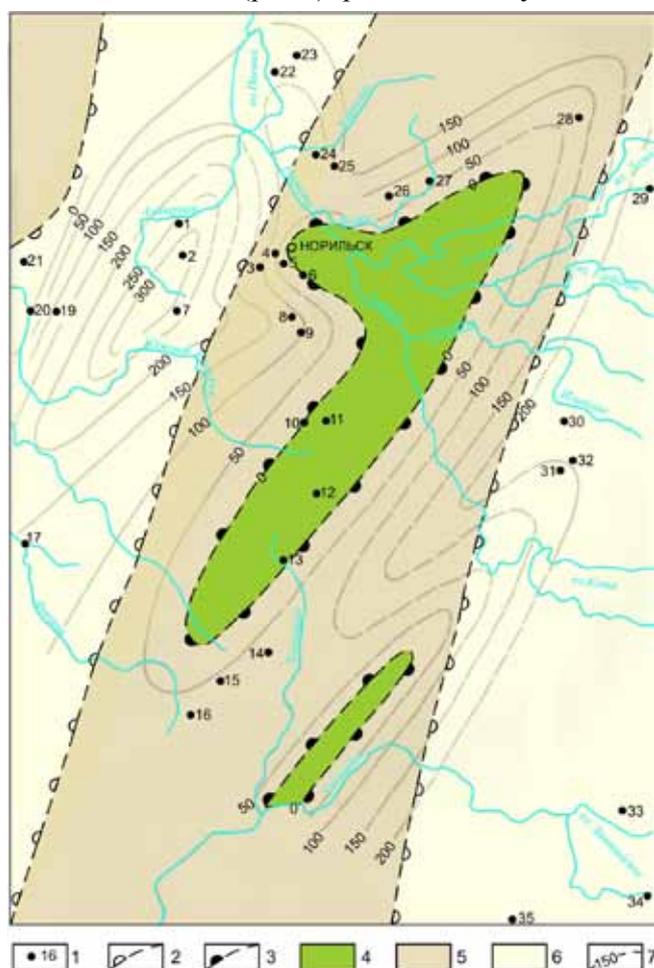


Рис. 1. Принципиальная схема взаимоотношения разновозрастных пород на западном крыле Рыбнинского палеовала. 1 — поверхность несогласия; 2 — возраст отложений

структурного элемента района Хантайско-Рыбнинского мегавала, который на протяжении почти всего позднего палеозоя играл основную роль в распределении фаций на территории района и служил одним из источников сноса обломочного материала. Естественно, что наибольшей денудации подверглись сводовые части поднятия, где были вскрыты породы силура и даже ордовика (рис. 2).

На рисунке 2 находит отражение изменение в течение среднекаменноугольно-пермского времени контуров областей сноса и возрастного диапазона подстилающих анализируемый комплекс пород. Последняя характеристика важна для понимания принципиальной схемы взаимоотношения (рис. 1) среднекаменноугольно-пермских и подстилающих их разновозрастных



пород на территории Хантайско-Рыбнинского палеоподнятия как потенциальной зоны нефтегазонакопления. Его палеоамплитуда хорошо прочитывается в отраженных изопахитах суммарной толщины среднекаменноугольно-пермских отложений. Наличие такой динамической информации на палеогеографической карте крайне важно для решения практических задач выделения нефтегазоперспективных объектов на изучаемой территории.

Весьма полезной геодинамической характеристикой условий осадконакопления могут в ряде случаев являться трассы долгоживущих разломов, оказывающих заметное влияние на состав и закономерности распространения

Рис. 2. Схематическая палеогеографическая карта территории Хантайско-Рыбнинского мегавала в среднекаменноугольно-пермское время. 1 — изученные разрезы, 2 — максимальный контур области сноса (среднекаменноугольное время), 3 — минимальный контур области сноса (пермское время), 4 — выходы силурийско-ордовикских пород в области сноса, 5 — выходы девонских пород в области сноса, 6 — поля среднекаменноугольно-пермских пород за пределами областей сноса, 7 — изопахиты тунгусской серии (C₂-P)

осадков анализируемого этапа. Ярким примером такой связи могут являться особенности проявления каменной соли в девонских отложениях северо-запада Сибирской платформы. Их соленосность рассматривалась (Матухин, 1991) как региональная особенность. Однако более целенаправленный анализ состава девонских отложений этой территории позволил (Старосельцев, Дивина, 2012) наметить связи появления в них солей лишь с зонами долгоживущих разломов (рис. 3) в виде разрозненных линз суммарной толщиной до 200 и более метров. При этом такие линзы не являлись соляными штоками, так как рядом расположенные скважины вскрывали разрезы одновозрастных солям отложений практически такой же суммарной толщины, но без солей. Для объяснения этого явления нами (Старосельцев, Дивина, 2012) был предложен механизм, аналогичный локальному (очаговому) увеличению концентрации солей в растворах, извергаемых черными курильщиками, вдоль разломов дна современных океанов.

Отражение подобных разломов в эвапоритовых бассейнах прошлого с недостаточной для региональной садки концентраций солей позволит наметить участки их очагового распространения, а, следовательно, и прогноза зональных флюидоупоров (Старосельцев, 2013), что крайне важно для обоснования нефтегазоперспективных объектов. Разломы могут играть большую роль в формировании многих видов скопления полезных ископаемых. Поэтому им должно уделяться гораздо большее внимание при составлении палеогеографических карт с использованием динамического подхода.

Отдельного рассмотрения заслуживает вопрос об отражении на палеогеографических картах линзовидно-наклонных («косых») литологических пачек терригенных пород, широко развитых в некоторых нефтегазоперспективных бассейнах. Ярким примером таких образований является неокомская толща Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (НГП), в основании которой широко развиты налегающие друг на друга и наклоненные обычно от Сибирской платформы линзы чередующихся песчаных и аргиллитово-алевролитовых отложений. Поскольку песчаные линзы в них содержат значительные по объему скопления преимущественно жидких углеводородов, представляющие по существу второе дыхание богатейшей нефтегазоносной провинции, не отражать их на палеогеографических картах нельзя.

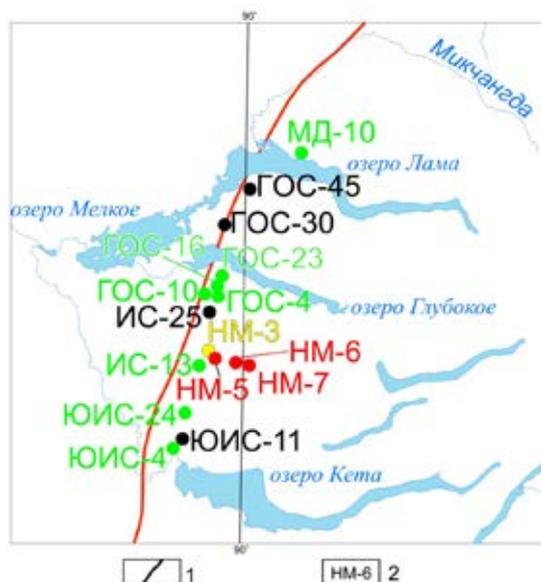


Рис. 3. Схема расположения скважин с различным содержанием солей в разрезах девонских отложений.

1 — фрагмент Имангдино-Летнинской зоны долгоживущих разломов, 2 — номера скважин (красным цветом показаны скважины, в которых соли присутствуют в трех-четырех свитах, желтым — в двух, зеленым — в одном, черным — с отсутствием солей)

Однако при этом возникает вопрос: на каком историко-геологическом этапе возникают такие образования в неокомских отложениях Западно-Сибирского седиментационного бассейна. Согласно наиболее распространенному в настоящее время взгляду, «косые» пачки неокома в этом бассейне накапливались в процессе последовательного заполнения осадками все более глубоких и удаленных от источника сноса его областей. Существуют и другие представления о механизме формирования таких пачек в неокомских отложениях (Старосельцев, 2000, 2013). Эти представления базируются на: выдержанном наклоне косых пачек, например, от Сибирской платформы к Таймырской складчатой зоне в Енисей-Хатангском региональном прогибе; наличии на контактах песчаных и глинистых наклонных слоев зеркал скольжения надвиговой природы; проявлении наклонных слоев на склонах поднятий западной ориентации на востоке Западно-Сибирского седиментационного бассейна и их отсутствии на склонах восточной ориентации; прослеживании таких поднятий вверх по разрезу более 1 сек., вплоть до кровли неокома, без уменьшения амплитуды. В совокупности все это свидетельствует о постседиментационной

тектонической природе наклонных («косых») пачек в нижней части неокомских отложений. Наиболее вероятным является скучивание еще насыщенных пластовыми водами терригенных нижне-неокомских отложений на рубеже неокома и апта, когда, по мнению многочисленного коллектива исследователей (Тектоника..., 1971), происходила смена этапов тектонического развития Западно-Сибирского бассейна.

Все изложенное относительно механизма формирования наклонных («косых») пачек в основании неокомских отложений позволяет считать, что их нельзя отражать на палеогеографических картах начала неокомского времени, когда в соответствии с предлагаемым выше тектоническим механизмом их формирования они имели совершенно иные структурно-текстурные особенности. В сложившейся ситуации отражать подобные пачки следует лишь на палеогеографических картах всего неокома в целом. Стратиграфически они приурочены к базальным горизонтам неокома, а по времени формирования к рубежу между неокомом и апт-сеноманом.

При описанном подходе на палеогеографических схемах будет отражена миграция границ основных палеогеографических областей в течение рассматриваемого отрезка времени и выделены территории устойчивого и динамичного развития палеогеографических ситуаций, что позволит повысить информативность схем и создаст возможность учета факторов, определяющих процессы генерации, миграции и аккумуляции углеводородов. В областях седиментации будут выделены и по возможности датированы специфические обстановки, способствующие формированию толщ с повышенным генерационным потенциалом, аккумулирующими возможностями, зональными флюидоупорами, а также создающие предпосылки для формирования неструктурных ловушек углеводородов, оживления миграционных процессов (перерывы в осадконакоплении, размывы ранее накопленных отложений, зоны чешуйчатых надвигов, дельты рек, конусы выноса, коры выветривания).

Литература

- Гурари Ф.Г., Микуленко К.И., Старосельцев В.С. и др. Тектоника мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Тр. СНИИГГиМС. 1971. Вып. 100. 148 с.
- Дивина Т.А., Салихов А.А., Хмелевский В.Б. и др. Палеогеография перми и раннего триаса Хатангско-Виллюйской нефтегазоносной провинции // Палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск, 1989. С. 42–47.
- Матухин Р.Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 164 с.
- Матухин Р.Г., Богуш О.И., Юферев О.В., Глушницкий О.Т. Нижний карбон восточного побережья озера Пясино (северо-запад Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 1969. № 11. С. 39–43.
- Межвилк А.А. Маркирующие горизонты среди эффузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1962. № 4. С. 68–75.
- Палеогеография СССР. Т. 2. М.: Недра, 1975. 179 с.
- Палеогеография центральной части Советской Арктики: Сб. науч. тр. Л.: Недра, 1967. Т. 150. 299 с.
- Старосельцев В.С. Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. М.: Недра, 1989. 256 с.
- Старосельцев В.С. Тектонический аспект формирования «косых» пачек неокома Западно-Сибирского седиментационного бассейна // Материалы XXXIII Тектонического совещания «Общие вопросы тектоники. Тектоника России». М.: ГЕОС, 2000. С. 500–503.
- Старосельцев В.С. Лено-Енисейский каскад мезозойских депрессий северной окраины Сибирской платформы в связи с нефтегазоносностью // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. № 1. С. 46–53.
- Старосельцев В.С. Пространственные особенности проявления палеозойских солей — надежных зональных флюидоупоров Курейской синеклизы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. № 1. С. 3–9.
- Старосельцев В.С., Дивина Т.А. Механизм девонского соленакопления на северо-западе Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. № 2 (10). С. 88–95.
- Тучков И.И. Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое. М.: Наука, 1973. 207 с.

ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОСАДКОВ

О.Б. Дмитренко, В.Н. Свальнов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, senidol@yandex.ru

Распространение пелагических известковых осадков контролируют циклоническая циркуляция поверхностных вод, положение трасс холодных придонных арктических и антарктических водных масс, а также уровни карбонатности: критическая глубина карбонатакопления (КГК — $<10\%$ CaCO_3 , уровень карбонатной компенсации (КГл) — CaCO_3 отсутствует. Выше КГК известковые скелеты отличаются хорошей сохранностью и нередко слагают почти мономинеральные осадки. Ниже критической глубины скелеты интенсивно растворяются.

В глубоководных районах океана главными типами карбонатных отложений являются планктоногенные фораминиферовые, кокколито-фораминиферовые, фораминиферово-кокколитовые, глинисто-известковые и кокколитовые осадки (Свальнов, 1991). Именно последние (водорослевые) отложения и являются основным предметом дальнейшего обсуждения.

Кокколитовые илы окрашены в светло-желтый и белый цвета, после высыхания сохраняют монолитное строение. Обычно они состоят из фрагментов кокколитофорид ($>70\%$) и планктонных фораминифер (10–30%), местами обогащены радиоляриями; примесь аллохтонных и аутигенных минералов в сумме не превышает 10%. Кроме того, авторские данные свидетельствуют (Свальнов, 1991), что для кокколитовых и близких к ним фораминиферово-кокколитовых осадков из разных участков Мирового океана характерны следующие средние показатели (%): 62–79 CaCO_3 ; 0,18–0,36 $\text{C}_{\text{орг}}$; 5,7–15,8 SiO_2 вал; 1,3–3,1 SiO_2 аморф; 1,0–4,9 Fe; 0,1–0,47 Mn; количество марганцевых микроконкреций (МК) колеблется в пределах 23–373 шт./ cm^3 , а вклад их во фракцию осадка $>0,05$ мм составляет 0,2–1,5%. Обломочные минералы в основном представлены кварцем, плагиоклазами, кислым вулканическим стеклом и пироксенами. Учитывая повсеместно низкое содержание $\text{C}_{\text{орг}}$, кокколитовые осадки характеризуются вялым развитием процессов раннего диагенеза.

Для полноценного развития нанопланктона в поверхностных водах океанов, определяющего значительный уровень карбонатности осадков, необходимы условия достаточно хорошей освещенности, высоких температур (желательно более 4–5 °C), нормальной или близкой к ней солености. Придонные условия захоронения нанофоссилий играют также очень существенную роль, формируя танато- и тафоценозы, которые отличаются от биоценозов и отражают воздействие поверхностных и придонных течений, перенос и перераспределение осадочного материала. Так, вскрытые в осевой зоне Центральной котловины Индийского океана разрезы содержат нанопланктон, ассоциациям которого свойственна сильная изменчивость в связи с растворением комплексов на глубине. Они присутствуют не во всех горизонтах и напрямую отражают содержание CaCO_3 . График изменения видового разнообразия с глубиной показывает прямую зависимость числа видов комплекса от глубины расположения осадков. Разнообразие меняется в пределах 2–8 видов на глубинах, близких к 5000 м, увеличиваясь на меньших и отсутствуя на больших глубинах. Глубина 4900 м для данного района является уровнем кокколитового лизоклина, на котором начинается быстрое и интенсивное растворение нанопланктона и резкое снижение видового разнообразия (Скорнякова и др., 1989). Это позволяет определять уровни карбонатности: кокколитовый лизоклин и глубины карбонатной компенсации.

Исследования в Южной Атлантике (Свальнов и др., 2007, 2012) подтвердили зависимость условий формирования комплексов кокколитов от циркуляции холодных придонных антарктических вод. При движении на север эти воды достигают Китового хребта и задерживаются им в Капской котловине, повышая уровень КГл, однако их более теплая западная ветвь через Аргентинскую и Бразильскую котловины, проходы в Среднем Южно-Атлантическом хребте поступает в Ангольскую котловину, обеспечивая более низкое

положение КГл. Это дает возможность развиваться нанопланктону в высоких широтах Южной Атлантики. В Ангольской (23° ю.ш., 4° з.д.) и Капской (36° ю.ш., $3-8^{\circ}$ в.д.) котловинах юго-восточной Атлантики (29-й рейс НИС «Академик Сергей Вавилов») кокколиты присутствуют в районе развития субантарктической конвергенции — южного полярного фронта (ЮПФ). Колонка 2182 Ангольской котловины длиной 215 см ($23^{\circ} 30.52'$ ю.ш., $04^{\circ} 17.19'$ з.д.; гл. 4990 м), представленная окисленными пестроцветными карбонатными осадками, включает ряд плейстоценовых кокколитовых зон. Отмечены перерывы в осадконакоплении. Структура комплексов предполагает более холодноводные условия во время образования нижней части разреза, что связано с более мощным апвеллингом и приближением ЮПФ. Интервалы с повышенным и пониженным содержанием кокколитов свидетельствуют о пульсации ЮПФ. В Капской котловине условия для развития кокколитофорид намного хуже, поэтому ассоциации нанофоссилий обеднены (станции 2189, 2190, 2194, 2194-1, 2195). Расположенные на глубинах 4708–5200 м, они в большей мере, чем на ст. 2182, подвержены влиянию Бенгельского течения и одноименного апвеллинга. В четвертичное время к этому району неоднократно приближался ЮПФ. Циркумпольное течение мощно подпитывало Бенгельское течение, расширяя и смещая на запад его трассу в раннем плейстоцене (Оськина, Дмитренко, 2011), что резко сказывалось на составе и численности нанофоссилий. Численность холодноводного вида *Coccolithus pelagicus* возрастает с севера на юг и с запада на восток в связи с поступлением более холодных вод Бенгельского течения, поставляющего этот вид из субполярных областей.

В иных глубоководных условиях располагалась ст. 1447, где (вблизи поднятия Риу-Гранди, $26^{\circ} 56'$ ю.ш., $34^{\circ} 08'$ з.д.; глубина 3905 м) в 17-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» получена колонка длиной 375 см. Микропланктон захоронялся в придонной воде выше критической глубины карбонатакопления непосредственно на трассе движения антарктической водной массы, выходящей из канала Вима, что влияло на процессы формирования осадков в этом районе, определяло подводную эрозию, перерывы в осадконакоплении и растворение карбоната кальция (Дмитренко и др., 2011). Поверхностный горизонт содержит значительный набор видов, свидетельствующих о самом молодом возрасте осадков (Gartner, 1977). Начиная с уровня 9–11 см в комплексе преобладают виды вторичного залегания. Интенсивные процессы растворения привели почти к полному отсутствию в разрезе плейстоценовых видов кокколитов, что связано с воздействием холодных антарктических вод. При этом скорости поступления аллохтонного карбонатного кокколитового материала, по-видимому, были достаточно высокими. В результате виды вторичного залегания сохранялись в осадках в больших количествах, а четвертичные виды составляли лишь дискретную примесь. Среди переотложенных видов резко преобладали плиоценовые дискоастеры. Наиболее вероятно местное поступление вторичного материала со склонов поднятия Риу-Гранди в течение позднего плейстоцена–голоцена. Продвигаясь с высокой скоростью по каналу Вима, антарктическая донная вода выносит нанопланктон, вымывая его из бортов канала — карбонатного разреза возвышенности Риу-Гранди.

Обнаружение нанофоссилий глубже уровня карбонатной компенсации уверенно свидетельствует об их переотложении и требует поиска иных доказательств перерывов седиментации. Так, в колонке 1540 длиной 510 см ($9^{\circ} 22.4'$ ю.ш., $24^{\circ} 02.1'$ з.д.; глубина 5500 м), полученной в 18-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов», верхние 250 см темно-коричневых миопелагических глин кокколитов не содержат, что, возможно, связано с полным их растворением. Нижняя более осветленная толща (250–510 см) с карбонатностью до 26,5 % насыщена нанопланктоном от средних (260–390 см) до больших (410–510 см) общих количеств. Состав кокколитов включает в отдельных образцах до 20-и четвертичных и до 24-х переотложенных видов. По нанофоссилиям эту толщу можно отнести к плейстоцену — верхам зоны *Pseudoemiliana lacunisa* (Martini, 1971). Виды вторичного залегания преобладают в ассоциациях колонки 1540, составляя 50,0–77,7 % от общего количества кокколитов. Они представлены плиоценовыми, миоценовыми и палеогеновыми формами с резким преобладанием видов верхнего плиоцена. Такой значительный привнос вторичной нанофлоры, по-видимому, связан с проникающими сюда турбидными потоками, обусловленными вдольбереговыми течениями Южной Америки и взаимодействующими в данном районе с водами Южного пассатного течения. Высокие скорости седиментации и значительная концентрация

переотложенного карбонатного материала, представленного относительно древними и более устойчивыми к растворению видами нанопланктона, обусловили сохранность некоторых четвертичных видов, защитив их от растворения на глубине, на 1000 м превышающей уровень карбонатной компенсации в этом районе. Указанием на суспензионные потоки служат резкие границы раздела в слабоизвестковистой толще и перекрывающих ее бескарбонатных глинах.

В восточной части Индийского океана осадочный материал часто переотлагается придонными течениями или суспензионными потоками с образованием турбидитов, в том числе биогенных и терригенных. Биогенные карбонатные турбидиты, характерные для пелагических областей, представлены главным образом кокколитовыми, смешанно-детритовыми и фораминиферовыми прослоями в толщах глин. Их возраст, как правило, не превышает 2,7 млн лет. Чаще всего встречаются кокколитовые турбидиты, представленные фораминиферо-кокколитовыми и кокколитовыми илами. Ассоциации нанофоссилий в них состоят из местных (фоновых) и более древних переотложенных видов (Свальнов и др., 1978). Так, в колонке 5330-3, поднятой в желобе Оби в 36-м рейсе НИС «Витязь» с глубины 5729 м (32° 41.5' ю.ш., 98° 38' в.д.), кокколитовые илы мощностью 206 см (гор. 77–283 см) перекрыты эвпелагическими глинами в интервале 11–77 см, которые выше резко сменяются фораминиферовыми осадками. Кокколитовые илы принадлежат плейстоценовой зоне *Gephyrocapsa oceanica* (Bukry, 1978). Они содержат 28 четвертичных и 20 дочетвертичных видов нанофоссилий, составляющих в отдельных образцах >40 % вторичных видов неогена и в меньшей степени палеогена (Свальнов и др., 1978; Дмитренко, 1978).

Интересным представляется также процесс образования осадков колонки 892-2 длиной 479 см, поднятой в 7-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в районе рудного поля Диамантина Индийского океана (32° 32' ю.ш., 95° 01' в.д.; глубина 1450 м). Осадки представлены пелитовым кокколитовым илом с карбонатностью 50–70 %, отмечено частое чередование слоев от палевых до светло-бурых оттенков толщиной от нескольких до десятков сантиметров. Характерны пятнистость, биотурбация и железо-марганцевые конкреции. Нанофоссилии (37 видов) присутствуют по всему разрезу в больших и средних количествах. На фоне переотложенных видов (преимущественно плиоценовых дискоастров) достаточно точно можно определить следующие четвертичные зоны (Martini, 1971): *Emiliana huxleyi* (0–10 см), *Gephyrocapsa oceanica* (10–15 см), *Pseudoemiliana lacunosa* (15–25 см), *Calcidiscus macintyreii* (25–125 см). Плиоцен-четвертичная граница проводится по появлению в обр. 125 см вида *Gephyrocapsa oceanica*, ниже разрез отнесен к верхнему плиоцену, зоне *Discoaster brouweri* (Bukry, 1978). Суммарная мощность четырех четвертичных зон составляет 125 см, в то время как мощность зоны верхнего плиоцена достигает 353 см, то есть скорости осадконакопления в плиоцене более чем в 4 раза превышали четвертичные.

Таким образом, различия в геоморфологическом и батиметрическом положении разрезов определяют резко контрастные условия захоронения нанофоссилий и формирования осадков, при этом наиболее существенные коррективы вносятся влиянием придонных гидрологических процессов, которые часто отличаются высокой степенью интенсивности на фоне пониженных температур.

Литература

Дмитренко О.Б. О переотложении кокколитов в донных осадках восточной части Индийского океана // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 206–210.

Дмитренко О.Б., Лукашина Н.П., Оськина Н.С. Верхнечетвертичная биостратиграфия и условия образования донных осадков колонки АСВ-17-1447 Юго-Западной Атлантики по микрофоссилиям // Океанология. 2012. Т. 52, № 2. С. 270–281.

Оськина Н.С., Дмитренко О.Б. Плиоценовые температуры поверхностной воды в районе Бенгальского апвеллинга // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 696–706.

Скорнякова Р.С., Свальнов В.Н., Мурдмаа И.О., Успенская Т.Ю. и др. Железо-марганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. 223 с.

Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 236 с.

Свальнов В.Н., Беляева Н.В., Демиденко Е.Л., Дмитренко О.Б., Ушакова М.Г. Комплексное исследование турбидитов в восточной части Индийского океана // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 100–126.

Свальнов В.Н., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х., Исаченко С.М., Саранцев Е.С. Четвертичные осадки осевой зоны Бразильской котловины // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 2. С. 133–152.

Свальнов В.Н., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х. Четвертичные осадки под антициклоническими круговоротами Атлантики // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. № 3. С. 58–74.

Bukry D. Biostatigraphy of Cenozoic marine sediment by calcareous nannofossils // Micropaleontology. 1978. V. 24. № 1. P. 44–60.

Gartner S. Calcareous nannofossil stratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // Marine Micropaleont. 1977. V. 2. P. 1–25.

Martini E. Standart Tertiari and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. II Planktonic Conf. Roma. 1971. V. 2. P. 739–785.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЮЖНОГО УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) ПО ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНО- ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Н.В. Дмитриева¹, Е.Ф. Летникова¹, Х. Джен²

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
dmnv@igm.nsc.ru

²University of Hong Kong, Hong Kong

Докембрийские образования в Центральном Казахстане пользуются небольшим распространением и приурочены к ядрам древнейших антиклинорий. Наиболее полный для Центрального Казахстана разрез толщ докембрия был выделен в западной части региона, где выделяются **Улутауский** и **Майтубинский** антиклинории с разделяющим их **Карсакпайским** синклинорием (рисунок). Краткая характеристика района дана по (Филатова, 1983). В **Улутауском** антиклинории снизу вверх выделяют следующие протерозойские комплексы: *бектурганскую* серию, сложенную амфиболитами, амфиболовыми, слюдяно-альбитовыми, слюдяными сланцами с редкими горизонтами мраморов и кварцитов. Мощность серии ~4000 м. Ее сменяет с несогласием на северном погружении антиклинория и на крыле смежного **Карсакпайского** синклинория железорудная *аралбайская* серия, представленная преимущественно дацитовыми порфироидами, в меньшей степени базальтовыми порфиритоидами и филлитами. Суммарная мощность серии более 5000 м. Выше аралбайской залегает *карсакпайская* серия (4000 м) базальтовых, реже андезитовых порфиритоидов, кварц-серицитовых сланцев и филлитов. В **Майтубинском** антиклинории аналогом аралбайской и части карсакпайской серии является *жйидинская* серия, представленная дацитовыми и риолитовыми порфироидами, разнообразными метапесчаниками, туффитами, а также кварцитами. Выше по разрезу залегает *майтубинская* серия риолитовых порфиритоидов и бластосаммитовых существенно кварцевых до кварцитовых сланцев. Завершает разрез метаморфических толщ на западе Центрального Казахстана *боздакская* серия, залегающая на карсакпайской и мйтубинской. Серия представлена конгломератами, серицито-кварцевыми, серицито-полевошпатовыми сланцами, базальтовыми порфиритоидами, мраморами, редкими горизонтами железистых кварцитов. Мощность до 3000 м. К неопротерозойскому возрасту в Майтубинском антиклинории условно отнесены отложения *коксайской* серии, в Карсакпайском синклинории – *белеутинской* серии. Метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи *жйидинской* и *майтубинской* серий прорываются гнейсогранитами жаункарского комплекса с U-Pb возрастом циркона 803±27 млн лет (Третьяков и др., 2011). Для щелочных сиенитов Карсакпайского массива, прорывающих гнейсы жйидинской серии и гнейсовидные граниты жаункарского комплекса, была получена оценка возраста кристаллизации 673±2 млн лет (Третьяков и др., 2012). Метаморфизованные кислые вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи *коксайской* серии прорываются гранитоидами актасского комплекса с U-Pb возрастом циркона 791±7 млн лет (Третьяков и др., 2011). В качестве объекта исследования выбраны докембрийские

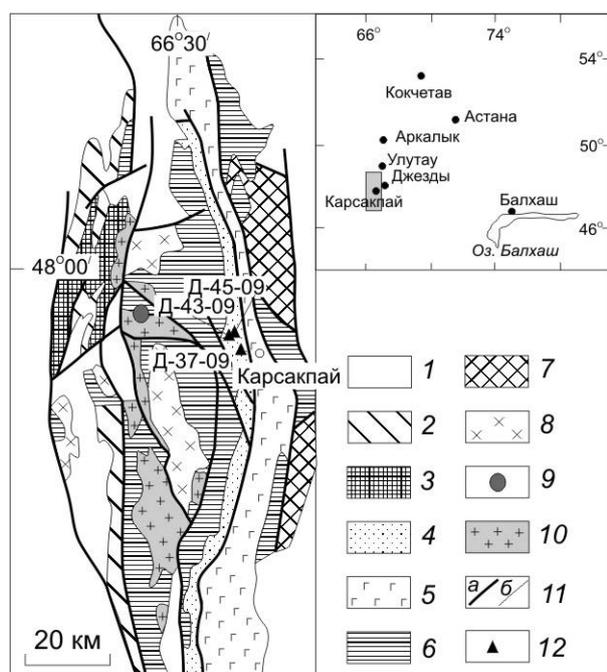


Схема геологического строения Южного Улутау по (Филатова, 1983; Третьяков и др., 2012) с упрощениями

1 — фанерозойские отложения; 2 — вендские осадочные и вулканогенные толщи; 3–7 — протерозойские комплексы: 3 — вулканогенно-осадочные толщи коксуйской серии, 4 — вулканогенно-осадочные толщи боздакской серии, 5 — вулканиды и осадочные породы карсакпайской и белеутинской серий, 6 — вулканиды и осадочные породы аралбайской, майтубинской и жийдинской серий, 7 — амфиболиты и кристаллические сланцы бектурганской серии; 8–10 — интрузивные образования: 8 — гранитоиды раннего и среднего палеозоя, 9 — сиениты Карсакпайского массива, 10 — гранитоиды протерозоя; 11 — разрывные нарушения (а), прочие геологические границы (б); 12 — места отбора проб на изотопно-геохронологические исследования

распределением РЗЭ в изученных породах. Для них характерны явно выраженный Eu минимум ($Eu/Eu^* = 0,59–0,74$) и довольно высокие значения La_N/Yb_N (9,8–12,8) вследствие обеднения ТРЗЭ ($Gd_N/Yb_{\text{Среднее}} = 1,9$).

Для оценки возраста осадконакопления исследуемой толщи были проведены изотопно-геохимические и геохронологические исследования метатерригенных пород. Sm-Nd изотопно-геохимическое исследование позволяет определить средний модельный возраст источников сноса. Определение изотопного состава Sm и Nd выполнено в Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск, аналитик Школьник С.И.) по модифицированной методике (Pin, Zalduegui, 1997). Измерения изотопных отношений Nd и Sm осуществлялись на приборе Finnigan MAT-262. Измеренные изотопные отношения нормализованы к отношению $^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$. Для контроля качества работы прибора измерялся стандарт неодима JNd-1. В период измерений значение изотопного стандарта составляло $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512102 \pm 9$. При расчете ϵNd и модельного возраста $T(DM)$ использованы современные значения для CHUR (однородный хондритовый резервуар) — $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1967$ по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и DM (деплетированная мантия) — $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,2136$ по (Goldstein, Jacobsen, 1988). Серицит-полевошпатовые сланцы боздакской серии характеризуются близкой к среднекоровому (0,12) величинами $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0,1), что позволяет использовать величину одностадийного модельного возраста $T_{Nd}(DM)$ для определения усредненного возраста источников сноса метатерригенных

метатерригенные породы боздакской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан).

Реконструкция первичной природы метаосадков показала, что протолитами сланцев послужили преимущественно аркозы (Петтиджон и др., 1976). Судя по положению точек составов рассматриваемых осадков на диаграмме F1-F2 (Roser, Korsch, 1988), построенной по главным элементам, следует, что источником сноса для пород боздакской серии являлись преимущественно изверженные породы кислого и в меньшей степени среднего составов. Величина химического индекса выветривания (CIA, по (Nesbitt, Young, 1982)) для всей изученной выборки варьирует от 54 до 63, что свидетельствует о невысокой степени выветривания терригенного материала в области сноса.

Важную информацию о составе пород в источниках сноса позволяют получить данные об особенностях распределения редкоземельных (РЗЭ) и редких (например, Th, Hf, Co, Sc, Cr, Ni) элементов или их отношений, поскольку концентрации этих элементов в кислых и основных породах существенно различаются. Сравнение значений Th/Co, Th/Sc, La/Co, La/Sc в изученных сланцах (0,6–2,1; 0,5–1,7; 2–14; 2–12, соответственно) с осадками, сформированными за счет гранитоидов (0,3–7,5; 0,6–18; 1,4–22; 0,7–28) и пород основного состава (0,04–1,4; 0,05–0,4; 0,1–0,4; 0,4–1,1) (Cullers, 2000), показывает, что сланцы боздакской серии образованы преимущественно за счет разрушения кислых пород. Этот вывод подтверждается и

пород. Величина ϵ_{Nd} была рассчитана на 700 млн лет. Полученные значения $T_{Nd}(DM)$ составляют 2237–2291 млн лет, а $\epsilon_{Nd} = -11,9 \dots -12,4$.

Для U-Pb изотопного датирования были выделены акцессорные цирконы из пробы Д-37-09 (47° 50.178' с.ш., 66° 41.22' в.д.), представленной серицит-полевошпатовым сланцем. U-Pb изотопное датирование цирконов выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Instruments ICP-MS, соединенном с системой Resonetics RESolution M-50-HR Excimer Laser Ablation System в Университете Гонконга (at the Department of Earth Sciences, the University of Hong Kong).

В качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования был использован циркон 91500. Измеренные величины обработаны с помощью программ «ICPMSDataCal» (Liu et al., 2010) и «Isoplot/Ex v. 3.» (Ludwig, 2003). Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) приведены на уровне $\pm 1\sigma$. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов проводилось в проходящем и отраженном свете. Внутреннее строение цирконов было изучено по катодолюминесцентным изображениям. Обломочные цирконы, выделенные из образца серицит-полевошпатового сланца, представлены преимущественно прозрачными слабо окрашенными светло-коричневыми зернами с сохранившимися в той или иной мере удлинено-призматическими очертаниями. Судя по катодолюминесцентным изображениям изученных цирконов, большинство зерен имеет магматическую осцилляторную зональность. Наряду с ними присутствуют не зональные или не отчетливо зональные зерна. В образце преобладают зерна с неопротерозойскими возрастными 738–882 млн лет. Наличие среди них зерен с осцилляторной зональностью указывает на эрозию магматических пород неопротерозойского возраста. В этом же образце примерно в равных количествах представлены палеопротерозойские и архейские детритовые цирконы широкого возрастного диапазона от 2,0 до 2,9 млрд лет. К этой группе относятся преимущественно незональные или не отчетливо зональные зерна, что, вероятно, указывает на эрозию метаморфических пород соответствующего возраста.

Таким образом, судя по петрогеохимическим и изотопно-геохронологическим данным, следует, что образование осадков боздакской серии происходило за счет разрушения гранитоидных магматических комплексов неопротерозойского и метаморфических архейского и палеопротерозойского возрастов.

Работа выполнена в рамках базового проекта НИИР, при финансовой поддержке интеграционного проекта СО, УрО, ДВО РАН «Субдукционные и орогенные бассейны Северной Евразии: литологические и изотопно-геохимические индикаторные характеристики, минерагения».

Литература

- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Летникова Е.Ф., Яковлева С.З., Анимисова И.В. Позднерифейский возраст Карсакпайского массива щелочных сиенитов Южного Улутау (Центральный Казахстан) // ДАН. 2012. Т. 442, № 2. С. 219–222.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Летникова Е.Ф., Анимисова И.В., Яковлева С.З. Позднедокембрийский магматизм Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, 2011. С. 213–215.
- Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
- Cullers R.L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos. 2000. V. 51. P. 181–203.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implication for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.M. Sm-Nd evolution of hondrites. II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Liu Y., Gao S., Hu Z., Gao C., Zong K., Wang D. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths // Journal of Petrology. 2010. V. 51. P. 537–571.

Ludwig K. R. ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, California. 2003.

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

Pin C., Santos Zalduegui J. F. Sequential separation of light-rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // *Anal. Chem. Acta*. 1997. V. 339. P. 79–89.

Roser B.D., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chem. Geol.* 1988. V. 67. P. 119–139.

БАССЕЙНОВЫЙ АНАЛИЗ (СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД)

А.Н. Дмитриевский¹, Ю.А. Волож²

¹*Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, a.dmitrievsky@ipng.ru*

²*Геологический институт РАН, Москва*

Развитие трехмерной сейсморазведки и интерпретация сейсмических методов исследования дали начало работам по трехмерному моделированию осадочных бассейнов. В настоящее время получили развитие методы моделирования, позволяющие наглядно представить структуру осадочного бассейна, отразить особенности размещения различных по составу структурно-вещественных комплексов пород, восстановить фациальные, палеогеографические и палеотектонические условия осадконакопления, геотектонические и климатические условия образования и развития, особенности литогенеза и формирования полезных ископаемых.

Эффективность моделирования значительно повышается при введении четвертого, временного, параметра. Впервые в нашей стране на необходимость введения в практику реконструкции истории развития осадочных бассейнов четырехмерного моделирования обратил внимание Ю.А. Волож (Волож и др., 2004). На примере изучения нефтегазоносности осадочных бассейнов Восточно-Европейского палеозойского континента он показал эффективность четырехмерного моделирования.

Четырехмерные модели создаются с целью практической реализации процедуры бассейнового моделирования. Это модели, составленные из трехмерных геологических тел, ограниченных изохронными (поверхности напластования) или хронозначимыми (поверхности региональных структурно-эрозионных несогласий, детейчменты, сутурные швы) границами. Кроме того, должно выполняться и другое условие: все элементы модели — это системные геологические тела. Их системные связи (как внешние, так и внутренние) определяются ходом геологических процессов, ответственных за их формирование, а сами тела иерархически соподчинены друг другу.

При системных исследованиях нефтегазоносных осадочных бассейнов выделяются осадочные тела, отражающие отдельные этапы развития осадочных бассейнов. Системный подход является надежной основой бассейнового моделирования и позволяет восстановить историю геологического развития и перспективы нефтегазоносности изучаемого осадочного бассейна.

Целью системного анализа является изучение осадочных бассейнов как целостных природных систем; установление их структуры и состава, генезиса и этапов развития; проведение структурно-литологической типизации осадочных бассейнов и прогнозирование на этой основе их нефтегазоносности.

При изучении сложных геологических образований необходимо тесное сочетание системно-структурных и системно-исторических исследований. Системно-структурный анализ позволяет подразделить систему на элементы, изучить их взаимосвязь, дает представление о структуре изучаемого геологического объекта. Однако через одну структуру познать такую сложную систему, как осадочный бассейн, невозможно. Сочетание системно-структурных и системно-исторических исследований не только позволяет установить последовательность событий, в результате которых образуются осадочные тела, но и дает возможность определить

генезис, проследить эволюцию, а также получить целостную картину об осадочном бассейне как об исторически развивающейся системе.

Важным этапом бассейнового анализа при четырехмерном моделировании является фиксация положения древних бассейнов, а в соответствии с системно-структурными исследованиями и иерархией — это палеобассейны или структурно-формационные этажи.

Выделенные при проведении системно-структурных исследований структурно-формационные этажи и соответствующие им осадочные палеобассейны дают возможность установить для каждого этапа развития данного участка земной коры сходные по тектоническому положению и строению участки и выделить те из них, которые испытали длительное и стабильное погружение. Преимущество палеорайонирования состоит в том, что оно позволяет более четко определить объекты для поисков скоплений углеводородов.

При введении в моделирование палеобассейна, занимающего строгое место в иерархии и имеющего, как правило, достаточно четкие изохронные границы, повышается эффективность четырехмерного моделирования. Оно позволяет не только более точно определить положение иерархизированных объектов в структуре осадочного бассейна, но и открывает новые возможности и интерпретации истории его геологического развития.

Данный подход дает возможность на основе геологической истории развития региона и особенностей нефтегазоносности более эффективно организовать поисково-разведочные работы.

Н.Б. Вассоевич (1977) отмечает, что в ряду всех стадий осадочного породообразования этапов литогенеза решающее значение для развития нефтегазообразования имеет стадия седиментогенеза (*sensu stricto*), т.е. рождение (генезис) того или иного осадка.

Ответы на вопросы, в какой мере параметры и особенности, приобретенные осадком на стадии седиментогенеза, оказывают влияние на коллекторские и экранирующие свойства пород, какие из седиментационных параметров проходят через катагенетические преобразования почти без изменения и какие из них изменяются кардинальным образом или вовсе исчезают, в какой мере седиментационные параметры определяют направленность катагенетических преобразований, имеют важное практическое значение для прогнозирования коллекторских и экранирующих свойств на больших глубинах и в древних толщах по условиям седиментогенеза и седиментационным признакам для выяснения литологических условий нефтегазоносности недр осадочных бассейнов.

Для решения этих вопросов вводится понятие о трансляции, т.е. о передаче седиментационных признаков на глубину и сохранении их в древних отложениях. Под трансляцией седиментационных параметров на глубину, или седиментационной трансляцией, понимается наследование породой исходного материала, признаков и особенностей осадков.

Основные положения седиментационной трансляции представляют собой систематизацию эмпирически установленных и в большинстве своем широко известных фактов, отражающих особенности постседиментационных преобразований пород. Особое внимание обращается на параметры, факторы и процессы, которые формируют коллекторские и экранирующие свойства осадочных пород.

В последние годы значительное развитие получили работы, связанные с прогнозированием коллекторских и экранирующих свойств горных пород.

Эффективность прогнозирования значительно повышается при использовании системно-функционального анализа. При системно-функциональном анализе осадочные тела рассматриваются как динамические системы. Любая геологическая система проходит определенный эволюционный путь развития. Это исторически развивающийся процесс, протекающий в пространстве и во времени. Зная значения переменных компонентов динамической системы в данный момент, можно установить или во всяком случае спрогнозировать вероятность распределения значений этих переменных в любой последующий или предшествующий момент времени. Чаще всего геология имеет дело с динамическими стохастическими системами. Многообразие свойств геологической системы, ее сложность для адекватного познания обычно требуют построения множества различных моделей, каждая из которых описывает свой аспект системы.

Разработана схема сопряжения элементов системы «обломочный коллектор», которая является моделью взаимосвязей и взаимовлияния элементов и представляется в виде стационарных операторов, удобных для программирования.

Состояние системы «обломочный коллектор» определяется в основном структурой порового пространства. Разработанная схема учитывает как влияние на структуру порового пространства седиментационных параметров и факторов, так и изменение ее в результате действия различных постседиментационных процессов.

Степень достоверности построений значительно возрастает, если прогнозную оценку проводить не для всего бассейна в целом, а для отдельных его частей — структурно-формационных этажей или палеобассейнов, НГК или ПР.

Подобные построения позволяют повысить эффективность геологического и гидродинамического моделирования. При построении постоянно действующих гидродинамических моделей необходимо максимально учитывать влияние технологий, используемых для добычи нефти и газа, на преобразование коллекторских свойств продуктивных пластов.

Литература

Волож Ю.А., Антипов М.П., Чамов Н.П. Четырёхмерные модели нефтегазоносных бассейнов // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. Тр. ГИН РАН. Вып. 565. С. 251–270.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЕ ТЕРРИГЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ШЕЛЬФЕ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова

Геологический институт РАН, Москва, drouchits@ginras.ru, tamara-sadchikova@yandex.ru

Моря Восточной Арктики расположены на шельфе пассивной континентальной окраины. Позднекайнозойское осадконакопление на этой территории имеет сложный характер. Это обусловлено значительными размерами, сложной геологической ситуацией, господством полярного литогенеза. Реконструкцию бассейновых и природно-климатических обстановок осадконакопления этого периода следует проводить с учетом современных условий седиментации на арктических островах и в приморских низменностях, и собственно на шельфе Восточной Арктики.

Помимо тектонических колебаний, определяющих соотношение суша–море, на седиментационные процессы огромное влияние оказывает смена трансгрессивно-регрессивных условий, фиксируемая циклическим строением разреза. Эта цикличность формирует позднекайнозойский осадочный чехол морей Восточной Арктики. Осадки каждого цикла в достаточной степени сохраняются в осадочном разрезе этого времени. На протяжении позднего кайнозоя, в отличие от Западной Арктики, здесь не было покровного оледенения и мощных ледников, которые уничтожали более древние отложения.

На основании результатов предшествующих исследований (Друщиц, Садчикова, 2009а; Друщиц, Садчикова, 2009б), были выделены основные процессы и обстановки осадкообразования в морях Восточной Арктики и осадки, сформированные в результате их действия (таблица). Осадкообразующие процессы рассматриваются отдельно для регрессивных и трансгрессивных фаз. Из таблицы видно, что нет четкого разграничения процессов осадконакопления в регрессивные и трансгрессивные стадии по типам отложений. Особенно это касается пограничных областей, которые мигрируют вслед за уровнем моря и формируют рельеф древних береговых зон, затопленных сейчас морем. К ним относятся отложения волноприбойных, приливно-отливных, сгонно-нагонных процессов. Нечасто встречаются осадки сильных штормов (темпеститы).

Позднекайнозойская осадочная толща и рельеф современного шельфа сформированы в значительной степени в результате деятельности рек и озер (регрессивная стадия). Во время

трансгрессий рельеф внешнего и среднего шельфа нивелируется и создаются новые береговые пространства.

Основные обстановки осадконакопления и соответствующие им отложения на шельфе Восточной Арктики

Обстановка Фаза цикла	Подвижное мелководье	Флювиальная	Гляциальная	Застойные водоемы
Регрессия	Отложения прибрежно-пляжевые, лагунные	Аллювий русловой, пойменный, дельтовый; озерные и озерно-ледниковые отложения	Отложения ледниковые, водно-ледниковые, ледниковый комплекс	Отложения болот, торфяники
Трансгрессия	Отложения прибрежно-мелководные, вдольбереговых течений, приливно-отливные, сгонно-нагонные	Отложения подводной части дельты, шельфовых течений	Отложения ледниковые, айсбергов, припайного и плавающего льда	Отложения шельфовых депрессий, полу-изолированных водоемов

Обширный литературный материал, также как и оригинальные лабораторные исследования осадков из различных районов морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского, указывают на широкое распространение в этом регионе различных типов флювиальных образований, связанных с глобальными климатическими событиями. Особенно ярко это проявляется во время распространения глобальных регрессий мирового океана. Аллювиальные отложения различного возраста распространены на приморских низменностях, в береговой зоне и на островах. Продвижение крупных сибирских рек на север было особенно значительным во время последнего ледникового максимума и мессинского кризиса миоцена. Массы сносимого реками терригенного материала аккумуляровались в районе края шельфа, начиная с позднего мела, продвигаясь до –300 м (поздний миоцен). Сейсмические исследования, данные неглубокого бурения и грунтовые колонки подтверждают широкое распространение ныне погребенных флювиальных систем различного возраста, миграцию их по акватории современного шельфа и приуроченность к ним русловых отложений, дельтовых комплексов и подводных конусов выноса. Встречены также озерные отложения. Возможно распространение ледниковых и ледниково-озерных образований на территориях, примыкающих к центрам горно-долинного оледенения (п-ов Таймыр, Новосибирские о-ва, север Чукотского п-ова).

Позднекайнозойские осадки аллювиально-озерных равнин содержат значительное количество органики растительного происхождения — углей, торфа, свободных газов. Проведенные литологические исследования и литературные материалы позволяют экстраполировать данные, полученные при изучении разрезов на континенте, на акваторию шельфа. Вероятно, отложения, вскрытые в приморских впадинах, на шельфе коррелируются с осадками грабенов, а образования приморских низменностей — с депрессионными областями. Плиоцен–четвертичные образования выделяются отдельным звеном осадочного чехла по всему шельфу Восточной Арктики. Они имеют многочисленные субгоризонтальные поверхности раздела, которые могут разграничивать трансгрессивные и регрессивные толщи. Известно, что, начиная с плиоцена, регрессивный режим в этом регионе сопровождался перигляциальными условиями на суше. Проведя аналогию с современными климатическими условиями, можно реконструировать регрессивные этапы развития шельфа как этапы развития аллювиально-озерных равнин в условиях формирования многолетнемерзлых пород.

Формирование трансгрессивных толщ находится под влиянием различного рода течений, которые развиваются за счет изменения плотностных характеристик водных масс береговой зоны, собственно шельфа и речного стока. Уклоны поверхности шельфа небольшие, в то же время развиты гравитационные процессы, связанные с текучестью водонасыщенного осадка. Характерны мутьевые потоки низкой плотности. Обнаружены нефелоидные слои (отложения

«жидких илов», тонкой взвеси) в Восточно-Сибирском море (Дударев и др., 2009). Необходимо также выделить отложения приливов с характерной крупностью осадочного материала.

Оловый материал переносится в виде аэрозолей и является фоновым в морских осадках. В арктических морях распространение имеет криозольный материал, количественный вклад которого в процесс осадкообразования является дискуссионным (Левитан и др., 2012). На шельфе, прилегающем к горным массивам полуостровов Таймыра и Чукотского, могут быть встречены водно-ледниковые отложения. Примером такого образования может служить осадочный шлейф мощностью около 100 м, залегающий на краю шельфа в северо-западной части моря Лаптевых (Kleiber et al., 2001).

Особое место в осадкообразовании полярных морей занимает процесс криогенеза. Криогенные отложения устанавливаются на основании сейсмоакустических исследований и бурения на шельфе. Большая часть многолетнемерзлых пород сформировалась в перигляциальных условиях и является реликтовой. Эти отложения занимают обширные площади полярных шельфов и хорошо сохраняются (Рекант и др., 2009). В поверхностной континентальной осадочной толще и в подголоценовых морских отложениях значительная роль принадлежит образованиям ледового комплекса (Павлидис и др., 1998; Большиянов и др., 2009). Данные осадки имеют сложный генезис, но очевидно, что они формировались в холодных аридных условиях и обладают характерными чертами образований перигляциального ландшафта. Ледовый комплекс активно разрушался в береговой зоне и на затопленном шельфе, являясь мощным источником терригенного материала. Даже если эти отложения формировались в мелководном бассейне (Большиянов и др., 2009), они были источником значительных масс терригенного материала для переотложения на шельфе. Одной из особенностей современного осадконакопления на шельфах арктических морей является заполнение реликтовых термокарстовых котловин, в том числе и терригенными осадками.

В море Лаптевых, отличающемся высокой тектонической активностью, вероятно, должны быть развиты сейсмичности в областях подводных долин и тектонических уступов. Кроме того, в результате действия различных гравитационных процессов возможно перемещение и переотложение терригенных накоплений на более низкие уровни. Наиболее вероятное время образования таких отложений — начальная стадия трансгрессий.

Литература

Большиянов Д.Ю., Григорьев М.Н., Шнайдер А.С. и др. Колебания уровня моря и формирование ледового комплекса пород на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 349–356.

Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Трансгрессивные этапы развития шельфа Восточной Арктики в кайнозое // Тезисы докладов XVIII международной школы морской геологии. Москва, 2009а. Т. I. С. 30–34.

Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Флювиальные комплексы на шельфе Восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 1. М.: ГЕОС, 2009б. С. 173–190.

Дударев О.В., Чаркин А.Н., Семилетов И.П. и др. Восточно-Сибирский шельф: особенности стратификации вод придонного нефелоида // Тезисы докладов XVIII международной школы морской геологии. Москва, 2009. Т. I. С. 39–43.

Левитан М.А., Сыромятников К.В., Кузьмина Т.Г. Некоторые литолого-геохимические особенности современной и четвертичной седиментации в Северном Ледовитом океане // Геохимия. 2012. № 7. С. 627–643.

Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.

Рекант П.В., Тумской В.Е., Гусев Е.А. и др. Распространение и особенности залегания субаквальной криолитозоны в районе банок Семеновская и Васильевская (море Лаптевых по данным сейсмоакустического профилирования) // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 332–348.

Kleiber H.P., Neissen F., Weiel D. The Quaternary evolution of the western Laptev Sea continental margin? Arctic Siberia — implication from sub-bottom profiling // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 105–124.

АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКИЙ ПОЛИГОН ИЗУЧЕНИЯ ПРОЦЕССОВ И ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Н.И. Евдошук¹, Т.Н. Галко², А.Н. Кришталь¹

¹Институт геологических наук НАН Украины, Киев, uevdoshchuk@meta.ua

²Украинский научно-исследовательский институт природных газов, Харьков

Азово-Черноморский регион Украины является уникальным по сложности глубинного строения, где нефтегазоносные и нефтегазо-перспективные объекты имеют большое разнообразие как по механизму формирования (складки тангенциального сжатия, облекания палеовулканов, глиняных диапиров и криптодиапиров и др.), так и по вещественному составу пластов-коллекторов (песчаники, алевролиты, эффузивно-осадочные и карбонатные образования, включая рифогенные) с гранулярными, трещинными или комбинированными типами коллекторов.

На базе достигнутого уровня знаний о закономерностях глубинного строения, сформированных в результате интерпретации накопленного объема геолого-геофизической информации и различных вариантов представлений разных авторов об этих закономерностях, научно обоснован прогноз высокой перспективности региона на открытие месторождений нефти и газа, в т.ч. крупных (Гожик и др., 2010).

С позиций современных геолого-тектонических концепций для нефтегазопоисков определены закономерности развития и формирования тектонической зональности, механизмы формирования структурного плана осадочного чехла, источники генерации углеводородов, развитие пластов-коллекторов и флюидоупоров в пределах Азово-Черноморского нефтегазоносного региона. Результаты изучения нефтегазоносности Азово-Черноморских акваторий с их уникальными стратиграфическими, структурно-тектоническими и фациально-формационными особенностями требуют не только существенного пересмотра традиционных представлений о генезисе природных углеводородов, но и создания новой научно обоснованной системы нефтегазопоисковых работ в этом высокоперспективном в нефтегазоносном отношении регионе.

Основой создания такой целостной системы прогнозирования и открытия новых месторождений нефти и газа в Азово-Черноморских акваториях стали результаты проведенных ранее исследований, в том числе:

– установлены закономерности пространственного размещения открытых месторождений нефти и газа в земной коре и их связь с различными типами геологических формаций и геоструктур (рисунок);

– на площади огромной территории нефтяные и газовые месторождения распространены в 3-х основных формах: одиночные месторождения, скопление месторождений в виде отдельных кустов и линейное (цепочное) расположение;

– в пространственном размещении одиночных месторождений нефти и газа четкой закономерности не установлено. Они встречаются в разных геологических формациях и геоструктурах. Некоторые из них прямо попадают на линии региональных разломов либо залегают около них;

– кустовая форма размещения (зоны концентрации) нефтяных и газовых месторождений имеет место на небольших по размерам площадях и тяготеет к определенным типам тектонических структур. Размеры площадей кустовых форм (в диаметре) не превышают 50–190 км. На территории украинского сектора акваторий Черного и Азовского морей важнейшими кустовыми зонами концентрации месторождений и объектов являются Краевая и Тарханкутская на северо-западном шельфе Черного моря, а также Керченско-Таманская в акваториях Азовского и Черного морей с размерами, соответственно, 130x50, 190x60, 190x110 км. Вместе с региональными зонами концентрации месторождений и объектов выделены и зональные. В структурно-тектоническом отношении кустовые формы концентрации нефтяных и газовых месторождений попадают на узлы пересечения складчатых и разрывных деформаций;

– линейные и цепочные размещения нефтяных и газовых месторождений все без исключения своим структурным положением прямо попадают на зоны глубинных разломов. Отмечая связь нефтяных и газовых месторождений с зонами крупных региональных разломов, отметим также, что наиболее значительные концентрации нефтяного вещества приурочены к наиболее крупным осадочным толщам, что объясняется не только их нефтегенерационными, сколько коллекторскими свойствами.

Кустовая форма размещения нефтяных и газовых месторождений имеет непосредственную связь со структурными элементами разломно-блоковой тектоники земной коры. Она попадает на узлы пересечения наибольших зон глубинных разломов, стыки сторон нескольких блоков. В этих местах залегают зоны разломов, которые имеют наибольшее глубинное проникновение в литосферу и, вероятно, в верхнюю мантию.

Наиболее важным критерием для выявления значительного скопления нефтегазоносных объектов на ограниченной территории является относительная стабильность нефтегазогеологических условий и процессов, которая влияет на их масштабность, преимущественно на зональном уровне, и обуславливает возможность агрегирования в пределах структур II порядка (значительных по размерам впадин, совокупности соединенных небольших тектонических блоков и пликративно-дизъюнктивных структур, ограниченных нарушениями).

При общей нестабильности нефтегазогеологических условий и процессов относительная стабильность в короткие временные периоды на зональном уровне благоприятствует формированию зон концентрации, как правило, с однотипными и преимущественно однотипными залежами по фазовому состоянию, стратиграфической, горизонтной, глубинной приуроченностью, характером и средними размерами структур-ловушек, близкими средними параметрами продуктивного пласта и запасами углеводородов.

В пределах южного региона Украины находятся составные части двух нефтегазоносных (Причерноморско-Северокавказско-Мангышлакская и Балтийско-Предобруджинская) и одной перспективной (Черноморской) провинций. В геологическом разрезе нефтегазонакопление наблюдается до глубин 3,0–4,5 км в отложениях с удовлетворительными коллекторскими свойствами. Здесь выделено восемь нефтегазоносных и перспективных комплексов: силурийско-каменноугольный, пермско-триасовый, юрский, нижнемеловой, верхнемеловой, палеоценово-эоценовый, олигоценно-нижнемиоценовый (майкопский) и среднемиоценовый. Первые два развиты на запад от Одесского разлома, перспективы последних пяти связываются с территориями и акваториями преимущественно восточнее этого тектонического нарушения. Силурийско-каменноугольные, юрские, нижнемеловые и майкопские отложения относятся к категории нефтегазовмещающих сингенетично нефтегазоносных комплексов. На большей части региона они характеризуются благоприятным соотношением коллекторов и покрышек, удовлетворительными гидрогеологическими и гидродинамическими условиями для сохранения залежей углеводородов. Выделяются ловушки сводового, тектонически, литологически и стратиграфически экранированных типов. Общая перспективная площадь региона составляет около 100 тыс. км² акваторий и 80 тыс. км² суши.

Литература

Гожик П.Ф., Чебаненко І.І., Клочко В.П., Євдоуцук М.І., Краюшкін В.О. і ін. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Теоретичне і практичне обґрунтування пошуків нафти і газу в акваторіях України. К.: Видавничий дім ЕКМО, 2010. 200 с.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ СОБЫТИЙ В НИЖНЕКАРБОНОВОМ КОЛЛЕКТОРЕ АЛМАЗОВ МУРО-КОВИНСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

К.Н. Егоров, Д.А. Кошкарев

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, egorov@crust.irk.ru

Юго-западная часть Сибирской платформы является высокоперспективным регионом на обнаружение коренных и россыпных источников алмазов (Егоров и др., 2003; Барышев и др., 2004; Кошкарев и др., 2010 и др.). В рамках этой территории расположен алмазоносный Муромовский район, в пределах которого развиты нижнекарбоновые отложения с аномальным обогащением для юга платформы минералами-спутниками алмазов (Егоров и др., 2002, 2003, 2004 и др.). С момента обнаружения и по настоящее время пиропоносные нижнекарбоновые отложения (мурская толща) в Муромовском алмазоносном районе являются предметом острых дискуссий, касающихся происхождения этих своеобразных пород и их потенциальной алмазоносности. Эти вопросы по своей значимости являются ключевыми в оценке перспектив района на алмазы и в определении направлений алмазопоисковых работ на юге Сибирской платформы (Егоров и др., 2003, 2006, 2012; Барышев и др., 2008).

Отличительной особенностью мурской толщи, резко выделяющей ее среди других образований района, является преимущественно грубообломочный состав пород (конгломераты, конглобрекции, гравелиты с подчиненным количеством разнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов), существенно карбонатный состав цемента и обломочного материала, обилие пиропов (до 400 зерен на пробу 20 л), а также редкие знаки пикроильменита (Егоров и др., 2002, 2003, 2004). Выходы пород мурской толщи образуют неправильные изометричные тела размером от 200 до 1500 м в поперечнике; мощность отложений изменяется от 60 до 150 м. В своем распространении они приурочены к склонам р. Мура и ее притоков и рельефообразующей роли не играют.

Согласно палеогеографическим реконструкциям, Муромовский район после позднесилурийской регрессии моря представлял собой слаборасчлененную эрозионно-денудационную равнину с небольшими разобщенными бассейнами осадконакопления. Признаки среднепалеозойской тектономагматической активизации проявились в девоне в виде внедрения малых интрузий трахибазальтов. В этот период в зоне сочленения Муромовской впадины и Чуно-Бирюсинского поднятия произошло подновление и заложение дизъюнктивных нарушений субширотного и субмеридионального направлений, обусловивших блоковые подвижки в верховьях р. Мура. Для отдельных участков установлено, что амплитуда вертикальных перемещений блоков силурийских пород составляет 50–80 м в среднем. Наибольшее количество разрывных нарушений отмечается в верховьях руч. Артельного — правого притока р. Мура, где известны серии выходов пород мурской толщи, образующих линейную зону субширотного направления.

Формирование пород мурской толщи этой зоны было длительным и многостадийным. Неоднократная активизация разрывных нарушений, блоковые подвижки с образованием выступов, грабено- и мульдообразующих проседаний привели к брекчированию осадочных пород и обрушению их в образовавшиеся депрессии. Массовое присутствие кремней, термально измененных пород типа «гореликов», обломков брекчий расщепления, туффицитов, туфов щелочно-ультраосновного состава в мурской толще свидетельствует о широком проявлении в этот период субаэрального вулканизма (Егоров и др., 2003). Вторичные слоистые минералы туфогенного материала, представленные диоктаэдрическими смектитами магниевого и кальций-магниевого состава с параметрами $b=8,96\pm 0,003$ (Å), также указывают на щелочно-ультраосновной характер вулканитов.

В целях выявления седиментационных и постседиментационных событий в мурской толще был проведен кальцитометрический анализ с параллельным определением в отдельных пробах

редкоземельных элементов карбонатных обломков (известковистых песчаников, известняков, доломитов, карбонатизированных туффитов и брекчий расщепления, цемента конглобрекчий), а также карбоната рыхлой массы мурских отложений.

Анализ карбонатной составляющей осуществлялся по схеме, обычно применяемой для полнокристаллических, существенно карбонатных (карбоната >50 %) пород. Навеска исследуемой пробы обрабатывалась 10%-ным раствором HCl при комнатной температуре (25 °C) в течение 2-х часов. Получаемый фильтр 0,5 анализировался на атомно-абсорбционном спектрофотометре фирмы Perkin Elmer на содержание в нем CaO, MgO, FeO, MnO и SrO с определением нерастворимого остатка. Точность анализа в зависимости от определяемых концентраций варьирует от $\pm 3\%$ до $\pm 8\%$.

Из всей совокупности проанализированных карбонатов (более 450 проб) можно выделить три основные группы пород: 1) осадочные, существенно магнезиальные; 2) существенно известковистые (кальцитовые); 3) промежуточная группа (около 30 % выборки), в которую входят в разных соотношениях смеси первой и второй групп (кальцитизированные доломиты, кальцитовые породы с доломитом).

По магнезиальности карбонатные породы мурской толщи могут быть разделены более дробно и представлены 5-ю группами: 1) осадочные доломиты (CaO/MgO=2–5); 2) доломит-кальцитовые образования (10–40); 3) высокомагнезиально-кальцитовые (60–90); 4) низкомагнезиальные (90–150) и 5) кальциты с минимальной магнезиальностью (150–300).

Наибольший интерес представляют последние три группы пород, охватывающие весь спектр новообразованной кальцитовой минерализации в мурских отложениях. Именно они в своих геохимических особенностях отражают основные генетические черты новообразований, позволяют расшифровать механизм их становления, последовательность формирования.

По содержанию стронция проанализированные образцы четко разбиваются на две группы 1) высокостронциевые (SrO=0,060–0,100 мас. %) и 2) низкостронциевые (SrO=0,010–0,030 мас. %). Последние наиболее распространены и составляют около половины выборки. Высокие концентрации стронция в гидротермальных кальцитах достаточно редки и обычно характерны для относительно высокотемпературных метасоматических и магматических кальцитов. Это позволяет предполагать, что высокотемпературная группа, скорее всего, является первичной (или наиболее близкой к первичной), а породы, ее содержащие, должны быть отнесены к наиболее ранним эндогенным образованиям в изучаемых отложениях. Наиболее яркими представителями этой группы являются карбонатизированные брекчии расщепления и часть карбонатизированных туффитов.

Сравнение составов исследуемых высокостронциевых и низкостронциевых кальцитов с другими типами эндогенных кальцитов, развитыми на Сибирской платформе, показывает их общее принципиальное геохимическое сходство. Составы низкостронциевых кальцитов совпадают с полем составов поздних гидротермальных кальцитов из кимберлитов Якутии. С одной стороны, это показывает гидротермальный генезис низкостронциевых кальцитов, а с другой, дает основание предполагать относительно «открытый» характер рудообразующей системы, формировавшей эту кальцитовую минерализацию. Дело в том, что, например, аномальные низкотемпературные кальциты, выполняющие месторождения исландского шпата в туфовых толщах платформы, формировались в относительно закрытых системах в условиях явного дефицита примесей Mg, Fe, Sr, что выразилось в стерильности таких кальцитов относительно указанных элементов. Это касается и кальцитовой минерализации в железорудных трубках Ангари-Илимского типа, образовавшейся в своей специфической геохимической среде нежели низкостронциевые кальциты из мурских отложений, от которых заметно отличаются по составу и, в первую очередь, более низким содержанием Mg и Fe.

Высокостронциевые кальциты в данной системе геохимических признаков формируют свое индивидуальное поле, занимающее промежуточное положение между ранними и поздними кальцитами кимберлитов. Обращает внимание одна особенность: в низко- и высокостронциевых кальцитах из мурской толщи, как и в поздних кальцитах из кимберлитов, примесь Mg существенно превалирует над примесью Fe (больше в 3–5 раз), в то время как в ранних кимберлитовых кальцитах картина обратная — FeO больше MgO в два раза. Это свидетельствует

о большом родстве кальцитов из мурской толщи с вторичными кимберлитовыми кальцитами, их гидротермальной природе, близкой геохимической специфике источников вещества.

В обломках брекчий расщепления, карбонатизированных туффитах, а также в цементе конгломератов и гравелитов мурской толщи, с явно выраженными признаками проявления метасоматической и гидротермальной карбонатизации, был проанализирован барий. Полученные результаты свидетельствуют о том, что данный элемент является характерной примесью в кальцитах мурских отложений, а его содержание варьирует в пределах 1–2 порядков.

По соотношению Sr и Ba кальциты мурской толщи образуют, по крайней мере, четыре группы (тренда), различающихся по величине Sr/Ba отношения. В каждой из них просматривается прямая пропорциональная зависимость между концентрациями Sr и Ba. Это может быть объяснено тем, что в каждом тренде объединяются разнотемпературные кальциты (более высокотемпературные характеризуются более высокими содержаниями Sr и Ba). Характерно, что 2/3 выборки кальцитов имеют величину Sr/Ba отношения в пределах 2–5 (для кимберлитовых кальцитов — 4). Остальная треть формируется в обстановке с более высокой кислотностью (Sr/Ba — 10–20). В системе Sr–Sr/Ba в кальцитах из мурской толщи выделяется основной тренд (I), заключающий 3/4 выборки и, по-видимому, отражающий особенности большинства образцов кальцитов мурских отложений. Значительно слабее выражен тренд II, где накопление Sr опережало повышение концентраций Ba, что свидетельствует о высокой кислотности среды минералообразования. Таким образом, только группа I с характеристиками Sr=0,02–0,11 мас. %, Ba=0,01–0,011 мас. % отражает особенности основной массы кальцитов из отложений мурской толщи.

Сравнение геохимических особенностей кальцитов объекта в системе Sr-Ba с другими генетическими типами кальцитов Сибирской платформы свидетельствует о том, что их свойства занимают индивидуальное поле. Оно слабо перекрывается с полем гидротермальных (вторичных) кальцитов из кимберлитов Якутии и весьма близко полю первичных кимберлитовых кальцитов, существенно отличаясь от всех других типов гидротермальных кальцитов разнообразных пород Сибирской платформы. Другими словами, кальциты из мурских отложений (как обломочной части, так и цемента пород) по своему составу занимают промежуточное положение между полями составов первичных (эндогенных) и вторичных (гидротермальных) кимберлитовых кальцитов. Большой интерес представляют аномальные разности кальцитов из брекчий расщепления и карбонатизированных туффитов с максимальными содержаниями Sr и Ba, которые особенно близки первичным кальцитам кимберлитов.

В целях идентификации эндогенности карбонатной составляющей и выявления постседиментационных преобразований осадочных карбонатных пород в мурских отложениях, более 100 образцов были исследованы на изотопы С и О. Изотопные измерения проводились на масс-спектрометре «Finnigan-delta» в газовых фракциях, выделившихся в течение первых 2 и последних 16 часов (Новосибирск, ИГМ СО РАН). Такая процедура позволяет дифференцированно определить $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в трудно- и легкорастворимых карбонатных составляющих в одном образце. Воспроизводимость стандарта ОСО КН-2 (Германия) и МСА (Россия) не превышала 0,01 ‰ по С и 0,15 ‰ по О.

Результаты изотопного анализа карбонатной составляющей в мурских отложениях (в обломках, цементе рыхлых отложений и т.д.) показали, что подавляющее большинство обломков карбонатизированных, разнообразных по литологии пород характеризуется облегчением (менее –4 ‰) изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$. Более того, часть образцов попадает в интервал значений изотопов $\delta^{18}\text{O}$ менее 20 ‰ при низких величинах –3, –10 ‰ $\delta^{13}\text{C}$. Подобные изотопные характеристики имеют эндогенные кальциты, в том числе и в кимберлитах Якутии. Часть этих образцов относится к карбонатизированным осадочным породам. Столь низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах осадочных пород могут формироваться при интенсивном воздействии на них средне- или высокотемпературных (не ниже 350 °С) флюидов. При оценке первичности значений изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах осадочных пород дополнительно использованы геохимические критерии: величины отношений Mn/Sr, Fe/Sr, наличие или отсутствие ковариаций между Mn/Sr и $\delta^{13}\text{C}$, Fe/Sr и $\delta^{13}\text{C}$, а также Mn/Sr и $\delta^{18}\text{O}$. Полученные результаты свидетельствуют, что карбонатная составляющая мурской толщи (в том числе цемент конгломератов, гравелитов

и песчаников) претерпела интенсивное постседиментационное преобразование с участием эндогенных флюидов.

Кроме того, в целях выявления природы постседиментационных преобразований отложений мурской толщи нами были определены концентрации отдельных редкоземельных элементов в карбонатных обломках, цементе конглобрекчий, а также в рыхлой массе отложений мурской толщи. Полученные результаты свидетельствуют о выдержанном составе карбонатов (главным образом кальцит, реже магнезиальный кальцит или смесь кальцита с доломитом), содержащих повышенные количества церия (до 58 вес. %), лантана (до 39 вес. %), неодима (до 48 вес. %) и стронция (до 720 г/т).

Таким образом, большая часть кальцитовый составляющей исследуемых пород имеет явную гидротермальную природу. Карбонатообразующая система имела открытый характер. Поступление гидротерм, скорее всего, происходило из эндогенного источника, а их состав был относительно стабилен. Снижение содержаний стронция в кальцитах на заключительных этапах могло быть вызвано снижением температуры минералообразования, как это обычно наблюдается в карбонатных системах с изменяющимися температурными условиями. Из всех основных генетических типов эндогенной карбонатной минерализации на Сибирской платформе рассматриваемые кальциты геохимически ближе всего к гидротермальной кальцитовый минерализации кимберлитов. Следует отметить, что процесс карбонатизации в пределах мурской толщи проявлен очень неравномерно. Общая геологическая ситуация в Муро-Ковинском районе и его ближайших окрестностях указывает на отсутствие карбонатосодержащих осадочных отложений, могущих послужить источником сноса в момент образования толщи.

Сложное сочетание эндогенных и экзогенных процессов в конечном счете привело к формированию настоящего облика мурской толщи с повсеместной фациальной, литологической и гранулометрической неоднородностью пород, с их резкой незакономерной сменой во всех направлениях, с наличием в ее составе образований типа «брекчий в брекчиях». Хаотичности строения мурской толщи способствовало перемешивание обломочного материала в селевых потоках при прорывах кратерных озер в грабеновые депрессии. В отдельных частях разреза мурская толща представлена в основном брекчиями с преобладанием среди обломков карбонатизированных брекчий расщепления, туффилов и присутствием апотуфовых монтмориллонитовых обломков и глыб, указывающих на непосредственную близость вулканических жерл.

Литература

- Барышев А.С., Егоров К.Н., Скрипин А.И. и др. Перспективы открытия промышленных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы // Разведка и охрана недр. 2004. № 8–9. С. 8–17.
- Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А. Алмазоносные субпровинции, зоны и прогнозные площади юга Сибирской платформы // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 22–29.
- Егоров К.Н., Меньшагин Ю.В., Секерин А.П. Новые данные по минералогии осадочных коллекторов алмазов юго-западной части Сибирской платформы // Доклады РАН. 2002. Т. 382, № 4. С. 45–48.
- Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г. и др. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003. С. 50–85.
- Егоров К.Н., Мишенин С.Г., Меньшагин Ю.В. и др. Кимберлитовые минералы из нижнекарбонатовых отложений Муро-Ковинского алмазоносного района // Записки ВМО. 2004. № 1. С. 32–40.
- Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А., Зинчук Н.Н. и др. Минералогия россыпных проявлений алмазов Ангаро-Удинского междуречья юга Сибирской платформы // Записки ВМО. 2006. № 2. С. 1–15.
- Егоров К.Н., Соловьева Л.В., Кошкарёв Д.А. Редкоэлементный состав пиропов из лампроитов и древних ореолов рассеяния юго-западной части Сибирской платформы // Доклады РАН. 2012. Т. 443, № 5. С. 608–612.
- Кошкарёв Д.А., Егоров К.Н., Слагода Е.А. и др. Нижнекарбонатовые пиропсодержащие отложения Ангаро-Удинского междуречья и проблема коренной алмазоносности юга Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. 2010. № 41. С. 82–92.

ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Н.М. Еременко¹, А.В. Журавлёв²

¹ФГУП «ВНИГРИ», Санкт-Петербург, huninga@yandex.ru

²ЗАО Поляргео, Санкт-Петербург, micropalaeontology@gmail.com

Материалом для данной работы послужило детальное изучение разрезов девонско-каменноугольных карбонатно-глинисто-кремнистых глубоководных толщ Севера Урала (рр. Подчерем, Кожым, Большая Инта, скважина Юньяхинская-1), Пай-Хоя (рр. Хей-Яга, Сибирчата-Яха, Кара), Предуральского прогиба (скважины Кочмесской и Адакской площади) и гряды Чернышева (рр. Вангыр, Изъяю, Шарью). На этом материале выделены литолого-генетические типы пород (ЛГТ). Под ЛГТ понимается порода, обладающая определенным набором первичных вещественных, структурных, текстурных, палеонтологических признаков, отражающих условия ее формирования. Определяющими для ЛГТ служат структурно-вещественная и текстурная характеристики, по которым реконструируется динамика среды осадконакопления. Практическое отсутствие в среднем палеозое известкового планктона позволяет предполагать, что большая часть глубоководных карбонатов была аллохтонной и карбонатный материал поставлялся из мелководных зон либо в виде плотностных (мутевых) потоков, либо в виде тонкой взвеси. Следует отметить, что все рассматриваемые ЛГТ сформировались в низкодинамичной глубоководной зоне, ниже базы штормовых волн (зона X по классификации М. Ирвина (Irwin, 1965)).

Все многообразие ЛГТ можно объединить в несколько групп по структурным признакам. Название, индексация групп и отдельных литотипов в какой-то мере повторяет предложенную С.Б. Шишловым типизацию для глинисто-терригенных отложений (Шишлов, 2010).

Группа алевроелитов (ха)

ха1 — силициты массивные, с радиоляриями и редкими кремнистыми спикулами, часто с микровкрапленностью сульфидов. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке с минимальным поступлением глинистого вещества за счет накопления преимущественно планктогенного кремнезема.

ха2 — силициты глинистые, микроволнистослойчатые, с радиоляриями и редкими кремнистыми спикулами, часто с микровкрапленностью сульфидов. Формирование литотипа происходило в относительно спокойной гидродинамической обстановке с умеренным поступлением глинистой взвеси и преимущественно планктогенного кремнезема.

ха3 — аргиллиты кремнистые, субпараллельно микрослойчатые, с редкими радиоляриями и кремнистыми спикулами, часто с микровкрапленностью сульфидов. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке со значительным поступлением глинистого вещества в сочетании с планктогенным кремнеземом.

ха4 — карбонатные силициты микроволнистослойчатые, с редкими радиоляриями и кремнистыми спикулами, микровкрапленностью сульфидов. Формирование литотипа происходило в относительно спокойной гидродинамической обстановке со значительным поступлением карбонатной взвеси и преимущественно планктогенного кремнезема.

ха5 — известняки кремнисто-глинистые, пелитоморфные, неотчетливо параллельно-слоистые, с редкими радиоляриями и кремнистыми спикулами, микровкрапленностью сульфидов. Формирование литотипа происходило в спокойной гидродинамической обстановке со значительным поступлением карбонатной и глинистой взвеси, преобладавшей над планктогенным кремнеземом.

Группа алтернитов (хб)

хб1 — тонкое (до первых сантиметров) чередование известняков слабо глинистых, пелитоморфных и известняков тонкодетритово-пелитоморфных с рассеянным тонким детритом. Границы чередования резкие, в тонкодетритово-пелитоморфных слоях иногда отмечается градиционность в распределении детрита. Известняки часто кремнистые,

содержат микровкрапленность сульфидов. Общая текстура от массивной до параллельной. По характеристикам ЛГТ соответствует элементу **e** цикла Боума (Boima, 1962). Формирование ЛГТ происходило из низкоплотного турбидитного потока при транспорте материала в суспензии.

xb2 — тонкое (первые сантиметры) чередование известняков слабо глинистых, пелитоморфных и известняков преимущественно тонкодетритовых, иногда с рассеянным мелким детритом. Границы чередования резкие, в тонкодетритовых слоях иногда отмечается градационность в распределении мелкого детрита. Известняки часто кремнистые, содержат микровкрапленность сульфидов. Общая текстура субпараллельнослойчатая до пологоволнистой-линзовидной. ЛГТ отвечает элементу **d** цикла Боума (Boima, 1962). Формирование ЛГТ происходило из низкоплотного турбидитного потока при смешанном режиме транспорта материала (в суспензии и волочением).

xb3 — тонкое (до первых сантиметров) субпараллельное чередование аргиллитов кремнистых, микрослойчатых и глинистых силицитов, массивных, с радиоляриями. Границы чередования с постепенным переходом. Обычна микровкрапленность сульфидов. Формирование ЛГТ происходило в относительно спокойной гидродинамической обстановке с периодическим поступлением глинистой взвеси на фоне преимущественного осаждения планктогенного кремнезема.

xb4 — тонкое (до первых сантиметров) субпараллельное до волнистого чередование аргиллитов кремнистых, микрослойчатых и известняков кремнисто-глинистых, пелитоморфных, массивных до микроволнистослойчатых, с редкими радиоляриями. Границы чередования с постепенным переходом. Обычна микровкрапленность сульфидов. Формирование ЛГТ происходило в относительно спокойной гидродинамической обстановке с неравномерным поступлением глинистой и карбонатной взвеси.

Группа псаммитов (xc)

xc1 — известняки тонкодетритовые, литобиокластические, в различной степени глинистые, с волнистой или однонаправленной косослойчатой текстурой, часто кремнистые, содержат микровкрапленность сульфидов. Органогенный детрит часто представлен разрушенными остатками мелководно-морских организмов. ЛГТ отвечает элементу **c** цикла Боума (Boima, 1962). Формирование ЛГТ происходило из низкоплотного низкоскоростного турбидитного потока при транспорте материала волочением.

xc2 — известняки от мелко- до средне-крупнодетритовых, литобиокластические, с волнистой или однонаправленной косослойчатой текстурой, часто кремнистые, содержат микровкрапленность сульфидов. Биокласты представлены разрушенными остатками мелководно-морских организмов. Литокласты сложены преимущественно известняком, плохо окатаны. ЛГТ отвечает элементу **c** цикла Боума (Boima, 1962). Формирование ЛГТ происходило из низкоплотного высокоскоростного турбидитного потока при транспорте материала волочением.

xc3 — известняки от мелко- до среднететритовых, биолитокластические и литобиокластические, массивные или пологоволнистослойчатые, иногда кремнистые. Биокласты представлены разрушенными остатками мелководно-морских организмов. Литокласты сложены преимущественно известняком, плохо окатаны, часто градационно сортированы. ЛГТ отвечает элементам **a** и **b** цикла Боума (Boima, 1962). Формирование ЛГТ происходило из низкоскоростного высокоплотного потока при транспорте материала в суспензии.

Группа псефитов (xd)

xd1 — известняки от средне-крупнодетритовых до грубодетритовых, биолитокластические, массивные или пологоволнистослойчатые, иногда кремнистые. Органогенный детрит часто представлен разрушенными остатками мелководно-морских организмов. Литокласты сложены преимущественно известняком, плохо окатаны, часто градационно сортированы. ЛГТ отвечает элементам **a** и **b** цикла Боума (Boima, 1962). Формирование ЛГТ происходило из высокоскоростного высокоплотного потока при транспорте материала в суспензии.

xd2 — известняки крупно-грубодетритовые с плохо градационно сортированными и средне окатанными известняковыми обломками гравийно-галечной размерности. Текстура от

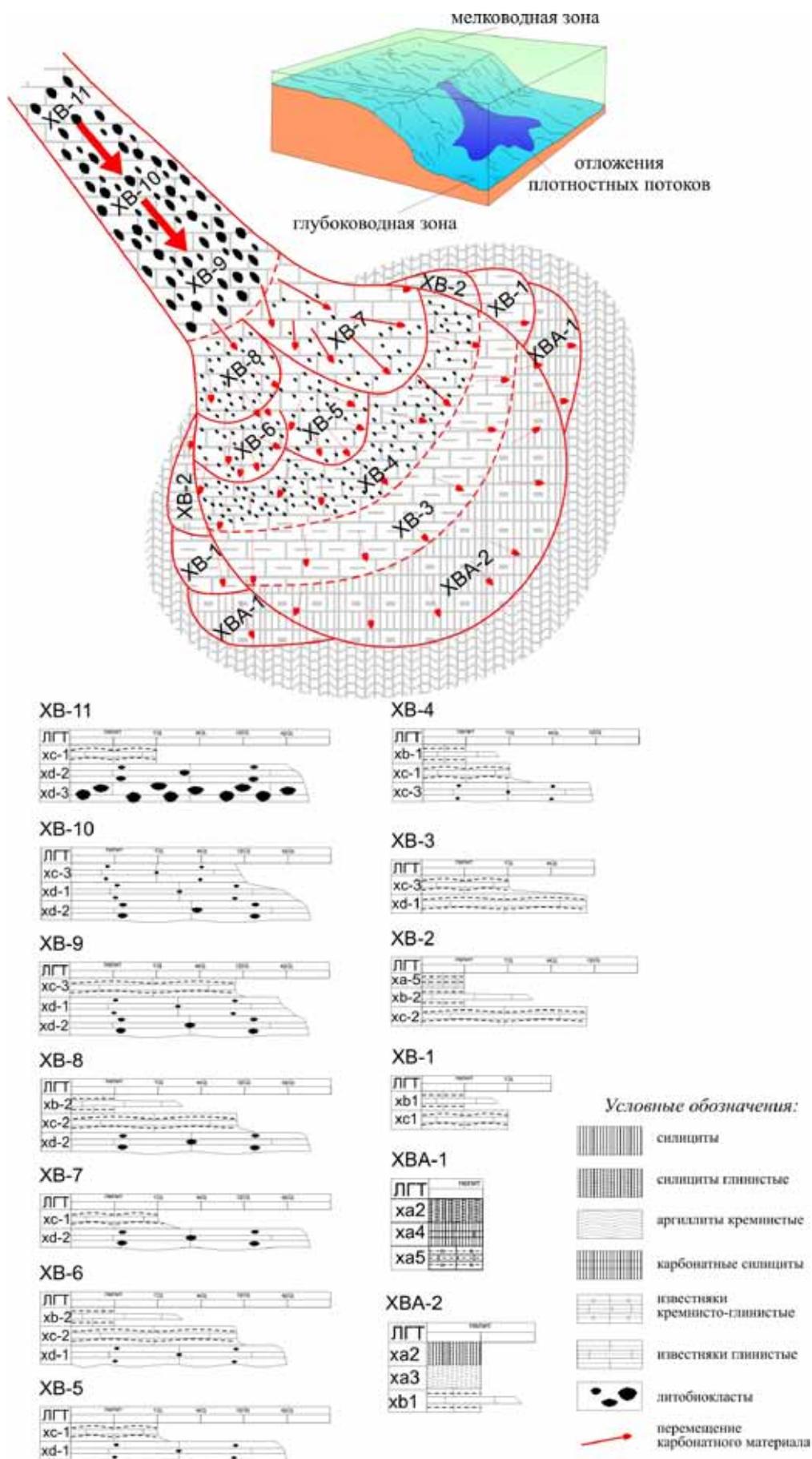


Рис. 1. Модель седиментационной системы конусов выноса плотностных потоков

массивной до неотчетливо волнистослойчатой. ЛГТ отвечает элементам **S** цикла Лоуэ (Lowe, 1982). Формирование ЛГТ происходило из высокоплотного потока.

xd3 — известняковая конглобрекчия с плохо окатанными и сортированными преимущественно карбонатными обломками и матриком, представленным детритовым известняком. Текстура массивная. ЛГТ отвечает элементам **R** цикла Лоуэ (Lowe, 1982). Формирование ЛГТ происходило из зернового потока.

В изученных девонско-каменноугольных осадочных последовательностях указанные ЛГТ формируют закономерные сочетания, которые можно интерпретировать как следы законченных процессов седиментации. Сочетания ЛГТ рассматриваются как слои в понимании С.Б. Шишлова (Шишлов, 2010). В конкретных разрезах полнота слоев может отличаться от типовой, но общие закономерности строения сохраняются.

Суспензионно-потоковые слои (XB) представлены последовательностями ЛГТ, характерными для турбидитных циклитов. Согласно моделям Боума и Лоуэ (Bouma, 1962; Lowe, 1982), эти последовательности можно проинтерпретировать как соответствующие различным частям подводных конусов выноса (рис. 1).

Пелагические слои (XA). При интерпретации условий формирования пелагических слоев предполагается, что относительные изменения уровня моря проявляются в глубоководье не столько в динамике придонных вод, сколько в интенсивности поступления глинистого материала с суши и карбонатной взвеси с мелководья. Регрессии приводили к увеличению терригенного

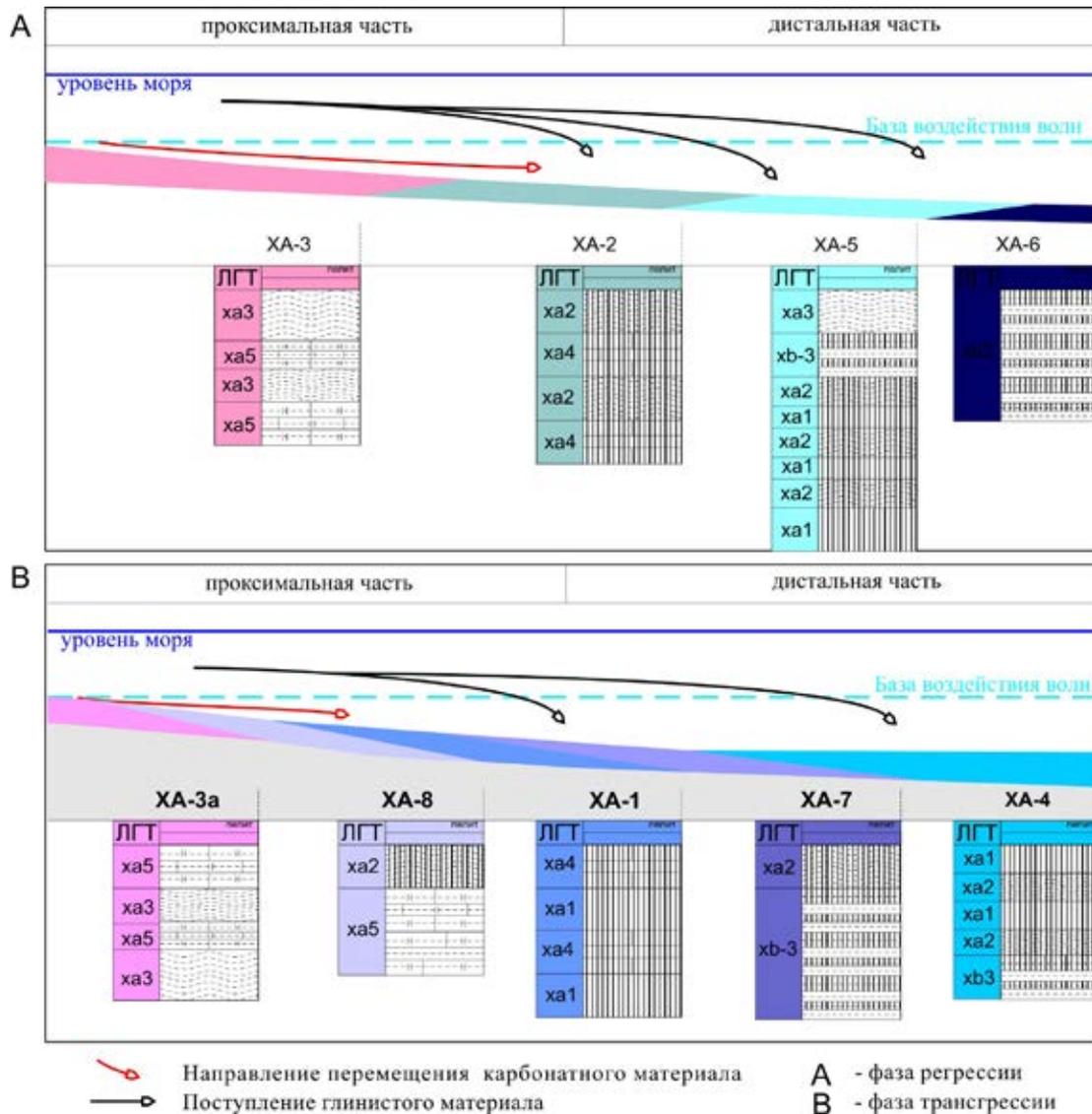


Рис. 2. Модель пелагической седиментации

стока и, соответственно, к увеличению выноса глинистого материала в глубоководную область. Увеличение динамики придонных вод в мелководной области обуславливало рост продуцирования и переноса карбонатной микритовой взвеси в глубоководье. Трансгрессии, напротив, приводили к сокращению поступления глинистого и карбонатного материала в область пелагической седиментации (рис. 2).

Таким образом, формирование охарактеризованных слоев предполагается в результате функционирования двух типов седиментационных систем: конусов выноса плотностных потоков (рис. 1) и пелагической седиментации (рис. 2).

Источником материала для седиментационной системы конусов выноса (например, разрезы хэнгурсейской свиты на р. Хей-Яга и пышаельской свиты на р. Вангыр) служили массы осадка, накапливавшиеся в мелководных условиях на бровке склона. Основным источником материала для пелагического типа седиментации (например, разрезы громашорской свиты на р. Сибирчатаяха, нижнего серпухова на р. Изъяю) были продуцирование кремнистого материала планктоном и глинисто-карбонатная взвесь, выносимая из мелководной области приповерхностными течениями. Весьма вероятно, что активное функционирование седиментационных систем конусов выноса происходило преимущественно на этапах регрессий, когда в мелководной области происходил размыв ранее накопившихся отложений, а продукты размыва накапливались на бровке склона в зоне перехода от мелководья к глубоководью (Журавлев, 2012). При этом максимум регрессии маркировался поступлением в системы конусов выноса наиболее грубого материала.

Реконструированные условия образования для каждого структурно-генетического типа слоя позволяют восстанавливать трансгрессивные и регрессивные этапы развития для глубоководных частей палеобассейнов. Типизация ЛГТ и слоев является инструментом анализа строения глубоководных отложений, в том числе по фрагментарному материалу.

Литература

Журавлев А.В. Седиментационная модель области сочленения Елецкой и Лемвинской формационных зон Приполярного Урала в пограничном девонско-каменноугольном интервале // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7, № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf

Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: СПбГИ, 2010. 276 с.

Bouma A.H. Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier. 1962. 168 p.

Irwin M.L. General theory of epeiric clear water sedimentation // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1965. V. 49. P. 445–459.

Lowe D. R. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // Journal of Sed. Petrol. 1982. V. 53, № 1. P. 279–297.

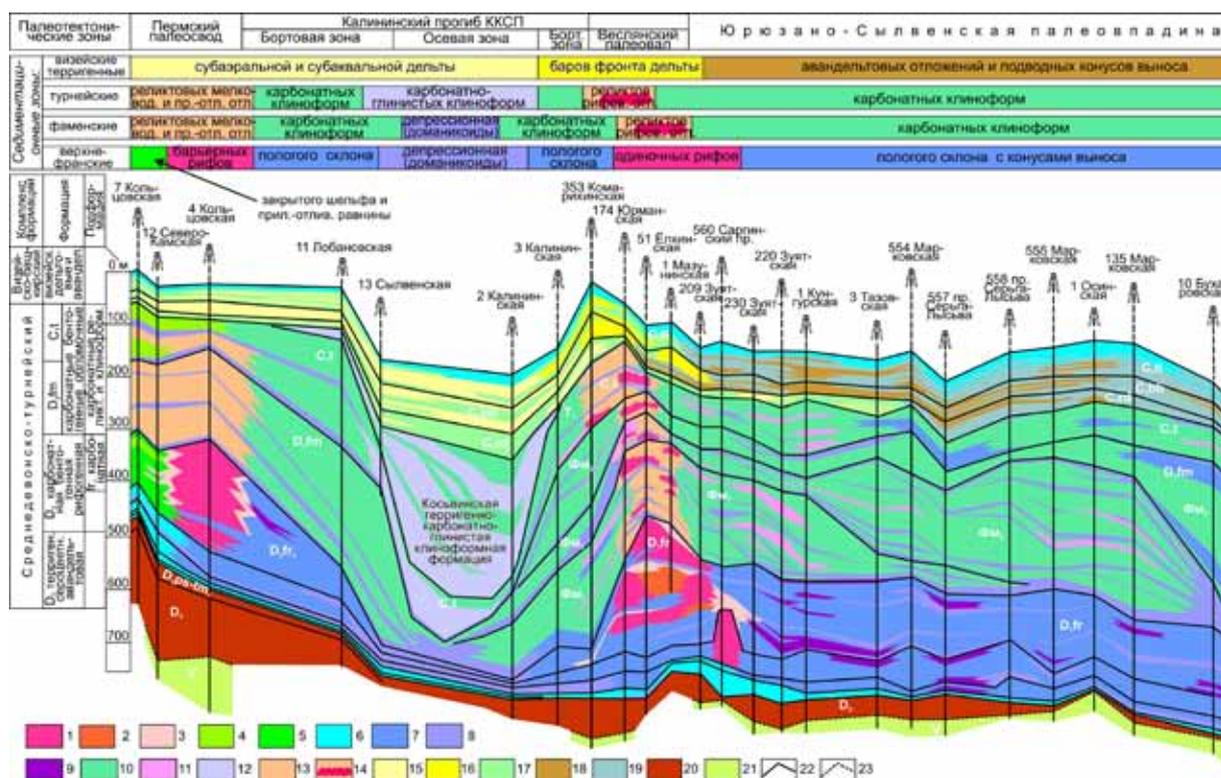
СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ ДЕВОНСКО-НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЮЗАНО-СЫЛВЕНСКОЙ ВПАДИНЫ

Т.Е. Ермолова

*ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт»,
Москва, info@vnigni.ru*

В последние годы геологоразведочные работы сместились на относительно слабо изученные территории краевого Предуральяского прогиба. Эти районы в целом характеризуются сокращением площади распространения пород-коллекторов и более сложной морфологией зон с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами, что обусловлено удаленностью от береговых линий при сохраняющемся многообразии условий осадконакопления.

На перспективность девонско-нижнекаменноугольных отложений Юрюзано-Сылвенской впадины указывает открытие в них залежей нефти и газа: Верхнечусовского, Луживского, Комарихинского, Брусянского, а также многочисленные нефте- и газопроявления.



Седиментационная модель девонско-нижнекаменноугольных отложений Юрюзано-Сылвенской впадины

Карбонатные отложения: 1 — биогермные, 2 — межбиогермные, 3 — шлейфовые, 4 — приливно-отливных равнин, 6 — открытого шельфа, 7 — пологого склона, 8 — глинисто-карбонатные нерасчлененные, 9 — подводных конусов выноса, 10 — карбонатные клиноформы, 11 — в том числе обломочные известняки и доломиты-коллекторы, 12 — глинистые клиноформы, 13 — горизонтов переотложения, 14 — реликты рифовых отложений; терригенные отложения: 15 — дельтовые русловые, 16 — баров фронта дельты, 17 — пойменные, озерно-болотные, лагунные, 18 — авандельтовые, 19 — глины склона дельты; 20 — терригенные отложения девона (нерасчлененные), 21 — отложения венда (нерасчлененные); стратиграфические границы: 22 — согласные, 23 — несогласные

Девонско-нижнекаменноугольный осадочный комплекс рассматриваемой территории объединяет различные формации и подформации. Верхнефранско-турнейские отложения являются частью среднедевонско-турнейского формационного комплекса (рисунок). Верхнефранские отложения в его составе образуют верхнюю карбонатную подформацию тиманско-франской карбонатной бентогенной рифогенной формации, фаменские и турнейские отложения слагают реликтовые и карбонатные клиноформные подформации, соответственно, фаменской и турнейской карбонатных бентогенных обломочных формаций. Косьвинские отложения образуют терригенно-карбонатно-глинистую клиноформную формацию в верхней части формационного комплекса. Терригенные сероцветные радаевско-бобрикая формация и тульская подформация образуют нижний подкомплекс вышезалегающего визейско-башкирского формационного комплекса.

В строении верхнедевонско-нижнекаменноугольного комплекса выделены 6 палеотектонических зон (рисунок): 1 — Пермского палеосвода, 2 — северо-западного борта Калининского прогиба Камско-Кинельской системы (ККСП), 3 — осевой части Калининского прогиба, 4 — его юго-восточного борта, 5 — Веслянского палеовала, 6 — Юрюзано-Сылвенской палеовпадины.

Верхнефранская карбонатная подформация включает 5 седиментационных зон, образованных отложениями различных генетических типов.

Зона закрытого шельфа приурочена к вершине Пермского палеосвода. В соответствии с принятой классификацией (Фортунова, 2000) преобладают отложения малоподвижных придонных вод: известняки серые, светло-серые тонкозернистые с детритом и остатками фауны, доломитизированные, прослоями оолитовые, мелкообломочные, органогенно-детритовые. Органические остатки представлены фораминиферами, амфипорами, кораллами,

брахиоподами и водорослями. В верхней части появляются отложения приливно-отливного генезиса (известняки глинисто-алевритистые, брекчиевидные).

Зона барьерного рифа выделена в пределах Пермского палеосвода. Одиночные органогенные постройки приурочены к Веслянскому палеовалу. Мощность биогермных массивов 200–375 м. Верхнефранский подъярус включает отложения биогермного, межбиогермного и шлейфового типов. Они представлены известняками и вторичными доломитами. Породы массивные светло-серые и серые с остатками ископаемых организмов: водорослей, строматопороидей, кораллов, криноидей, фораминифер, брахиопод и др. Наибольший нефтепоисковый интерес представляют карбонатные органогенно-обломочные породы рифовых шлейфов, образующие линзы мощностью от 10 до 25 м.

Зона пологого склона занимает бортовые части Калининского прогиба и Юрюзано-Сылвенскую палеовпадину. Отложения представлены известняками от светло- до темно-серых окремнелыми с включениями битума и пирита и доломитами неравномерно известковистыми. Локальное распространение получили мелкообломочные и органогенно-детритовые известняки подводных конусов выноса, слагающие прослой коллекторов мощностью от 3 до 20 м.

Зона депрессионных отложений доманикоидного типа приурочена к осевой части Калининского прогиба. Развита известняки темно-серые, почти черные, тонкозернистые, пелитоморфные, реже сгустковые, сильно битуминозные с прослоями битуминозного аргиллита. Породы сильно окремнены. Мощность варьирует от 8 до 70 м.

В строении *фаменской карбонатной бентогенной обломочной формации* выделены три основные седиментационные зоны.

Зона реликтовых мелководных отложений распространена в пределах Пермского палеосвода, представлена обломочными известняками и доломитами. Мощность отложений составляет 130–180 м.

Зона реликтов рифовых отложений приурочена к Веслянскому палеовалу. Известняки светло-серые, почти белые, коричневато-серые органогенно-сгустковые, сгустково-комковатые со сферами, мелкозернистые с водорослями, реликтово-водорослевые, сферово-комковатые, прослоями с ооидами, неравномерно сильно перекристаллизованные, неравномерно доломитизированные до перехода в доломит известковистый, трещиноватый, прослоями слабокавернозный с включениями ангидрита.

Зоны карбонатных клиноформ выделены в пределах бортов Калининского прогиба и Юрюзано-Сылвенской впадины. Преобладают карбонатные клиноформы юго-восточного падения, на юго-восточном борту Калининского прогиба развиты клиноформы северо-западного падения. В пределах Юрюзано-Сылвенской впадины фаменская формация представляет собой секвенцию, состоящую из трех карбонатных клиноформных пачек (Ф₁, Ф₂ и Ф₃), отвечающих проградации склона на восток-северо-восток (рисунок). Общая мощность отложений колеблется от 153 до 280 м. Клиноформы сложены карбонатной брекчией или обломочными известняками и доломитами. Известняки светло-серые до белых, иногда слабоглинистые, микро- и тонкозернистые с детритом, органогенно-детритовые мелкообломочные с остатками фораминифер, серпул, остракод, редко брахиопод и водорослей. Прослой коллекторов присутствуют в виде линз мощностью от 1 до 15 м. В пределах Юрюзано-Сылвенской палеовпадины шельфовые части нижнефаменских и заволжской клиноформ представлены известняками светло-серыми микро-тонкозернистыми с детритом, органогенно-детритовыми, детритово-фораминиферовыми. Мощность не превышает 20–60 м. Депрессионные, фондоформные части клиноформ сложены известняками темно-серыми, темно-коричневато-серыми, черными глинистыми, битуминозными микро-тонкозернистыми с детритом, спиколовыми, с остатками радиолярий, редких однокамерных фораминифер, остракод, пелеципод, конодонтов. Мощность изменяется от 20 м до 90 м.

В строении *турнейской карбонатной бентогенной обломочной формации* рассматриваются аналогичные зоны.

Зона реликтовых мелководных отложений выделена в пределах Пермского палеосвода. Горизонты переотложения малевского и упинского возраста сложены преимущественно известняками с подчиненными прослоями доломитов и аргиллитов, реже алевролитов.

Известняки светло-серые, неравномерно перекристаллизованные и доломитизированные, фораминиферо-детритовые. Реликтовые мелководно-морские отложения черепетского и кизеловского горизонтов представлены известняками доломитизированными, прослоями пористыми. Общая мощность от 35 до 100 м.

Зона реликтов рифовых отложений приурочена к Веслянскому палеовалу. Реликтовые рифогенные отложения сложены известняками доломитизированными, нередко пористо-кавернозными, доломитами вторичными массивными известковистыми, участками пористыми. Мощность варьирует от 20 до 75 м.

Зоны карбонатных клиноформ выделены в пределах бортов Калининского прогиба и в восточной (осевой) части Юрюзано-Сылвенской впадины. Клиноформы образованы известняками и доломитами. На бортах Калининского прогиба в нижней части преобладают известняки светло-серые, серые с коричневатым оттенком, тонко-микрозернистые с детритом, с остатками фораминифер, остракод, конодонтов. Мощность 150–340 м. На востоке Юрюзано-Сылвенской впадины клиноформы слагают известняки серые, темно-серые, мелкокристаллические, неравномерно глинистые, прослоями сульфатизированные, брекчиевидные, со стилолитовыми швами, иногда с зеркалами скольжения. Доломиты темно-серые мелкокристаллические, зернистые, плотные, иногда трещиноватые (по трещинам развит кальцит). Мощность составляет 60–190 м. Депрессионные части клиноформ представлены переслаиванием известняков, аргиллитов и промежуточных разностей (мергелей, глинистых известняков). Мощность сокращается до 10–20 м.

Косьвинская карбонатно-глинистая клиноформная формация локализуется в осевой зоне Калининского прогиба, где она формирует мощную толщу компенсации. По данным сейсморазведки, слои в клиноформных пачках имеют юго-восточное падение. Отложения представлены переслаиванием известняков, аргиллитов, мергелей. Известняки темно-серые до черных в разной степени глинистые, прослоями переходящие в мергель, битуминозные, окремненные, слоистые, микро-тонкозернистые с детритом, фораминиферо-детритовые, сферово-водорослевые с остатками фораминифер, остракод, брахиопод. Аргиллиты темно-серые до черных, известковистые. Мощность отложений колеблется от 30 до 250 м.

Нижняя часть визейско-башкирского комплекса представлена сероцветными терригенными дельтовыми и авандельтовыми формациями.

Зоны дельтовых радаевско-бобриковской формации и тульской подформации приурочены к Пермскому палеосводу, Калининскому прогибу и Веслянскому палеовалу. Коллекторами являются песчаные отложения палеорусел, дельтовых платформ и локализующихся в пределах Веслянского палеовала фронтальных баров (рисунок).

Зоны авандельтовых бобриковской и тульской формаций тяготеют к западному борту Юрюзано-Сылвенской палеодепрессии. Совместный анализ данных сейсморазведки 2D и бурения позволил выявить разветвленную сеть палеорусел с улучшенными коллекторскими свойствами алевритово-песчаных отложений.

Выполненный формационный и седиментологический анализы позволили выявить пространственно-временные закономерности распространения различных карбонатных и терригенных формаций, подформаций и генетических типов отложений в их составе. Разработанные седиментационные модели верхнедевонско-нижнекаменноугольного комплекса являются основой для картирования зон разных типов отложений, в том числе потенциально наиболее высокопродуктивных коллекторов.

В карбонатных формациях перспективными для поиска скоплений нефти и газа являются обломочные карбонатные отложения разного генезиса: органично-обломочные отложения рифовых шлейфов, биогермные и обломочные известняки реликтов рифовых образований, кавнернозно-пористые разности карбонатных обломочных известняков и доломитов различного типа, слагающих карбонатные клиноформы и конуса выноса, а также горизонты переотложения на мелководном шельфе.

В терригенных формациях визейского яруса высокие перспективы формирования залежей углеводородов связаны с мелко-среднезернистыми песчаниками фронтальных баров, а также палеорусловыми алевритово-песчаными отложениями авандельт.

Таким образом, задачей дальнейшего изучения верхнедевонско-нижнекаменноугольного комплекса отложений является выделение и детальное оконтуривание по данным сейсморазведки и бурения перспективных объектов, приуроченных к рассмотренным выше типам отложений, наиболее интересными из которых представляются впервые выделенные в пределах Юрюзано-Сыльвенской впадины карбонатные клиноформы.

Литература

Фортулатова Н.К. Седиментологическое моделирование карбонатных осадочных комплексов. М.: Изд-во НИИ-Природа, 2000. 117 с.

КАНАЛЫ ВОСХОДЯЩЕЙ МИГРАЦИИ ФЛЮИДОВ В ЗОНАХ ЗАВОДНЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ТУРНЕЙСКОГО ЯРУСА

А.А. Ескин, В.П. Морозов, Э.А. Королёв, А.Н. Кольчугин

Казанский федеральный университет, Казань, eskin.aleksey@gmail.com

Нефтяные залежи турнейского яруса в настоящее время являются одним из перспективных объектов нефтедобычи на территории Республика Татарстан. Основные запасы углеводородов локализованы в известняках кизеловского, черепетского и упинского горизонтов, слагающих брахиантиклинальные структуры III–IV порядка (Муслимов и др., 1999). На большинстве поднятий нижняя часть нефтяных залежей, приуроченная к карбонатным коллекторам упинского возраста, несет следы естественного заводнения, выражающегося в регрессивном смещении водонефтяного контакта (ВНК). Повышение уровня подошвенных вод хорошо прослеживается в разрезах скважин по совокупности различных литолого-минералогических признаков.

Обычно ограниченный объем керна скважин позволяет оценивать лишь вертикальные изменения пород-коллекторов в зоне ВНК и не даёт возможность делать выводы об особенностях внедрения флюидов. Между тем проблема механизма заводнения нефтяных залежей имеет важное научное и прикладное значение. Поэтому любые выявленные признаки, указывающие, как протекает этот процесс в карбонатных породах, носят актуальный характер.

С учетом этого было проведено детальное изучение пород-коллекторов зон ВНК Демкинского и Онбийского месторождений на предмет наличия в них путей внедрения флюидов, приводящих к заводнению нефтяных залежей. Прежде чем рассмотреть каналы фильтрации, охарактеризуем структурно-морфологические особенности битуминозных известняков упинского горизонта. Визуально породы имеют светло-серую окраску, биокластово-зоогенную структуру, преобладающую массивную текстуру. По данным оптико-микроскопических исследований, известняки на 85–90 % сложены органическими остатками, на 10–15 % — цементирующим материалом. Биоморфные структурные элементы представлены сильно гранулированными раковинами фораминифер размером 0,25–0,5 мм. Под микроскопом большая их часть выглядит как сфероидальные комковатые агрегаты, сложенные микрозернистым кальцитом. Органические остатки цементированы кальцитовым цементом порового типа (спаритом). Часть цементирующего материала выщелочена под действием агрессивных флюидов.

Сформировавшееся пустотно-поровое пространство в настоящее время выполнено битуминозным веществом, сконцентрированным в пристеночном пространстве полостей. Сверху вниз по разрезу содержание битумоидов убывает, что выражается в последовательном осветлении керна. В соответствии с характером флюидонасыщенности в разрезах зон ВНК выделяются две подзоны: битуминозная, представленная темно-коричневыми известняками, и водоносная, представленная светло-серыми породами.

По данным прямых определений фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), пористость известняков зон ВНК варьирует от 10 до 25 %, проницаемость — от 0,002 до 0,412 мкм². Поры преимущественно межформенные, сообщающиеся, извилистой формы, размером 0,1–0,5 мм.

В зонах заводнения известняки содержат аутигенную минерализацию, состав которой определяется гидрохимическим типом внедряющихся флюидов и биологической активностью

анаэробных микроорганизмов. При естественном заводнении, вызванным подъемом подошвенных хлоридно-натриевых и хлоридно-натриево-кальциевых вод, новообразования представлены преимущественно яснозернистым кальцитом с примесью пирита и доломита. В случае проникновения в залежь внешних законтурных хлоридно-сульфатно-кальциевых (инфильтрационных) вод, вторичная минерализация, помимо кальцита и пирита, представлена гипсом и ангидритом с примесью халцедона. Аутигенные минералы в одних случаях развиваются в пустотно-поровом пространстве пород, в других — метасоматически замещают структурные компоненты известняков.

Изучение керна материала показало, что в зонах заводнения, наряду с площадным смещением зеркала ВНК, происходит и инъекционное внедрение флюидов. Установлено два основных структурно-генетических типа инъекционных каналов миграции: тектонические трещины и кондуиты (трубчатые каналы выщелачивания).

Тектонические трещины являются наиболее распространенными путями восходящей миграции глубинных растворов. Их значительная протяженность и раскрытость позволяют флюидам относительно свободно перемещаться на значительные расстояния (рис. 1а). Анализ морфологических особенностей стенок трещин, секущих зоны ВНК в упинском горизонте, указывает, что все они являются трещинами растяжения (Тагильцев, 2003), образование и раскрытие которых происходит на протяжении достаточно короткого времени. В этот момент полости тектонических нарушений представляют собой области пониженного давления. Созданное вокруг них миграционное напряжение приводит к направленному перемещению водных растворов, которые устремляются в образовавшееся свободное пространство. В результате этого хлоридно-натриевые и хлоридно-натриево-кальциевые подошвенные воды вовлекаются в процесс вынужденной фильтрации, вызванный градиентом гидростатического давления.

Анализ воздействия водных растворов, фильтрующихся по трещинным каналам, на нефтеносные карбонатные породы показал, что внедрение подошвенных вод приводит к стадийному преобразованию органо-минерального вещества в инъекционных зонах заводнения. На первой стадии происходит утяжеление углеводородов, заполняющих полости трещин. В результате этого канал заполняется тяжелыми нефтяными фракциями. Подтверждением этого являются термические исследования (прибор STA 449 F3 Jupiter), с помощью которых определялся фракционный состав нефти в полости трещин и порах нефтеносных известняков. Согласно методике (Юсупова, 1999), по потери массы были рассчитаны доли лёгкой ($\Delta m_1/M_s$) и тяжёлой ($\Delta m_2/M_s$) фракции, а также коэффициент фракционирования (F), показывающий степень подвижности нефти ($\Delta m_1/\Delta m_2$). Результаты измерений и расчеты приведены в таблице.

Анализ табличных значений указывает, что нефти, содержащиеся в поровом пространстве пород-коллекторов и полостях тектонических трещин, существенно отличаются друг от друга. В первых преобладают легкие фракции УВ, свидетельствующие о низкой степени проявления окислительных процессов, во вторых — тяжёлые фракции



Рис. 1. Фото поверхности спила известняка турнейского яруса, секущегося субвертикальной тектонической трещиной (а), и поверхности стенки раскрытой трещины, по которой развивается аутигенный кальцит (б)

Результаты термического анализа образцов нефти

Место отбора образца	Δm_1	Δm_2	M_s	F	$\Delta m_1/M_s$	$\Delta m_2/M_s$
Поры породы-коллектора	2,31	1,68	3,99	1,38	57,90	42,11
Полость тектонической трещины	5,11	15,06	20,17	0,34	25,34	74,67

Примечание: Δm_1 – потеря массы образца в интервале от 100 до 385оС, %; Δm_2 – потеря массы образца в интервале от 385 до 500оС, %; M_s – суммарная потеря массы образца в интервале от 100 до 500оС, %

Вторая стадия обычно проявляется при последующих тектонических активизациях, которые способствуют дальнейшему раскрытию трещин. В это время восходящие хлоридно-натриево-кальциевые рассолы начинают промывать стенки фильтрационных каналов. В керне это проявляется в осветлении трещинных каналов за счет частичного растворения и выноса из них тяжелых углеводородов. Удаление смолисто-асфальтеновых пленочек со стенок трещин приводит к возникновению на их поверхностях оголенных участков, где создается возможность для образования аутигенных минералов. Впоследствии здесь развиваются кальцитовые кристаллики, ромбоэдры и скаленоэдры, которые формируют друзовые агрегаты (рис. 1б). Характерной особенностью новообразований, помимо развитых габитусных элементов, является хорошая прозрачность, обусловленная отсутствием углеводородных включений. Постепенно разрастаясь, кальцитовые друзы частично блокируют полости трещин.

Кондуиты являются менее распространенными проявлениями инъекционного внедрения внешних законтурных флюидов. Их образование возможно лишь в случае проникновения в зону ВНК рассолов с существенно отличным от пластовых вод составом, подстилающих нефтяную залежь. В коллекторах турнейского возраста кондуиты возникают, когда в хлоридно-натриевые или хлоридно-натриево-кальциевые подошвенные воды приходят хлоридно-сульфатно-кальциевые инфильтрационные рассолы.

Типичным примером кондуита является полость, обнаруженная в зоне заводнения одной из нефтяных залежей Онбийского месторождения. Здесь в керне был выявлен трубчатый фильтрационный канал, секущий породы-коллекторы в субвертикальном направлении (рис. 2). Общая видимая протяженность канала составляет около 10,0 см при диаметре от 0,5 до 2,0 см. Невыдержанность диаметра связана со сложным строением кондуита, обусловленным чередованием вытянутых в вертикальном направлении полостей-раздувов и сужений-пережимов. Стенки каналов характеризуются неровными, извилистыми очертаниями, что связано с различной устойчивостью структурных компонентов известняков к растворению.



Рис. 2. Трубчатый канал кондуита, внутри которого развиваются ангидритовые агрегаты

Выпуклости и выступы на стенках представляют собой раковины и их сrostки, впадинки — области развития цементирующего материала. Вокруг полого канала в матрице известняка существует область повышенной кавернозности, которая создает зону обрамления мощностью 0,2–2,0 см. В керне она проявляется в виде битуминозной темно-коричневой оторочки, хорошо просматриваемой на фоне осветленной породы.

Конduit содержит вторичную минерализацию, осложняющую геометрию канала фильтрации агрессивных растворов. Центральную часть канала выполняют радиально-лучистые агрегаты, состоящие из крупных, шестоватых кристаллов ангидрита. Большая часть кристаллов ориентирована вдоль условной оси удлинения кондуита, по направлению движения флюида. В полостях-раздувах ангидритовые индивиды отклоняются от условной оси, образуя веерообразные расширения агрегатов. Наиболее развитые грани кристаллов CaSO_4 сверху усыпаны зернами халцедона, придающими им шершавую поверхность. В пристеночной области кондуитов отмечаются небольшие по размерам (до 0,05 мм) зерна доломита, наличие которого подтверждается рентгенографическим анализом. Кристаллы и зерна аутигенных минералов с поверхности покрыты темно-коричневыми нефтяными пленочками, указывающими, что кристаллизационная среда в период формирования карбонатно-сульфатной минерализации была насыщена углеводородами. Часть нефти в виде сгустков зацементирована в полуизолированных камерах, осложняющих рассматриваемый канал фильтрации.

Формирование подобных структурных типов инъекционных внедрений обусловлено инфильтрацией агрессивных флюидов. Для активизации процессов растворения карбонатных пород необходимо, чтобы внедряющейся раствор содержал в значительных концентрациях углекислоту. Отсюда можно предположить, что флюиды были обогащены по CO_2 . На повышенное содержание углекислого газа, кстати, указывает и наличие аутигенного доломита в пристеночной области кондуита. Присутствие кристаллов ангидрита, выполняющих значительную часть выщелоченной полости канала внедрения, свидетельствует, что флюид был также обогащен и сульфат-ионами. Причем крупные размеры и преобладающее развитие минеральных индивидов CaSO_4 вдоль оси развития кондуита указывает на их рост в условиях постоянного направленного подтока питательных веществ. Учитывая, что ангидрит образуется в окислительных средах, а в зоне ВНК преобладает восстановительный потенциал, подобная минеральная ассоциация не может развиваться без внешнего подтока поверхностных инфильтрационных вод, насыщенных кислородом.

Таким образом, анализ особенностей литогенетических преобразований в инъекционных каналах фильтрации глубинных флюидов позволяет рассматривать тектонические трещины как области миграции подошвенных вод нефтяных залежей, а кондуиты — как области внедрения пришлых инфильтрационных вод.

Литература

Муслимов Р.Х., Васясин Г.И., Шакиров А.Н., Чендарев В.В. Геология турнейского яруса Татарстана. Казань: Мониторинг, 1999. 189 с.

Тагильцев С.Н. Основы гидрогеомеханики скальных массивов. Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 88 с.

Юсупова Т.Н., Петрова Л.М., Ганеева Ю.М., Лифанова Е.В., Романов А.Г. Использование термического анализа при идентификации нефтей Татарстана // Нефтехимия. 1999. № 4. С. 254–259.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНЫХ ДОЛОМИТОВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

А.А. Ескин, В.П. Морозов, Э.А. Королёв, А.Н. Кольчугин

Казанский федеральный университет, ИГиНГТ, Казань, eskin.aleksey@gmail.com

Доломитизация известняков и их илистых осадков имеет широкое распространение в процессах литогенеза пород. Она может реализоваться при диагенезе, катагенезе или благодаря вторичным изменениям наложенного характера. Обзор литературы (Фортунатова и др., 2005;

Белонин и др., 2005 и др.) показывает, что образовавшиеся при этом породы могут быть либо плотными, либо пористыми образованиями. Однако, несмотря на многочисленные исследования вторичных доломитов, остается вопрос: почему среди них встречаются плотные и пористые образования.

Для решения поставленной задачи был задействован широкий арсенал методов минералогического исследования: оптико-микроскопический рентгенографический, рентгенофлуоресцентный и термический анализы, а также электронная микроскопия с использованием микрозондового анализатора.

Фактический материал представлен вторичными доломитами турнейского и башкирского ярусов Дёмкинского и Онбийского месторождений, расположенных на территории Республики Татарстан. Выбранные для анализов образцы характеризовались различной окраской: плотные доломиты от светло-серого до тёмно-коричневого цвета, пористые доломиты от темно-коричневого до почти черного.

Плотные доломиты относятся к яснозернистым породам, зерна которых нередко обнаруживаются невооруженным глазом и достигают размера 0,1–0,2 мм, под микроскопом имеют неравномернозернистую конформную структуру. Мелкозернистые, изометричные зерна обычно ксеноморфны, реже гипидиоморфны. Пористость таких образований, как правило, не превышает 5 % и под микроскопом часто не обнаруживается.

Структура пористых доломитов также яснозернистая — от мелко- до среднезернистой (0,1–0,5 мм), неравномерно-, иногда равномернозернистая, неконформная. Изометричные зерна доломита размером 1 мм, реже более, обычно гипидиоморфные, реже идиоморфные. Поры (межзерновая пустотность) могут достигать размера в десятые доли миллиметра. Величина пористости составляет до 10–15 %.

Согласно собственным наблюдениям, а также литературным данным (Гмид, 2006), особенностью пористых доломитов является зональность зёрен. Это проявляется в чередовании светлых и тёмных зон роста, обусловленных неравномерным распределением включений углеводов тёмно-коричневого цвета. Ширина зон обычно не превышает сотых долей миллиметра. Периферия доломитовых зёрен отличается большей чистотой по сравнению с их внутренней частью, что проявляется под микроскопом в виде хорошо заметной светлой «окантовки».

Последняя особенность пористых доломитов указывает на периодичность роста зёрен пористых доломитов в геохимически меняющейся среде минералообразования (Теодорович, 1950). Отсюда было сделано предположение, что химизм среды образования тех и других доломитов — плотных и пористых — различен. Поэтому для реконструкции особенностей их формирования были поставлены специальные эксперименты по выявлению их кристаллохимических особенностей.

Полученные данные о минеральном составе изученных пород свидетельствуют, что в сложении плотных доломитов участвует однородный по кристаллохимическим свойствам доломит. Его дифракционная картина, согласно Международной базе данных рентгенографических стандартов PDF-2, наиболее полно отвечает железистому доломиту, имеющему состав $\text{Ca}(\text{Mg}_{0,67}\text{Fe}_{0,33})(\text{CO}_3)_2$ (карточка номер PDF 01-074-7798), тогда как дифрактограмма пористого образца указывает, что изучаемый объект сложен двумя кристаллохимически различными минералами. Одного из них, судя по дифрактограммам, можно назвать также железистым доломитом, химический состав которого наиболее отвечает составу $\text{Ca}(\text{Mg}_{0,67}\text{Fe}_{0,33})(\text{CO}_3)_2$, а другой — анкериту $\text{Ca}_{1,01}\text{Mg}_{0,45}\text{Fe}_{0,54}(\text{CO}_3)_2$ (карточка PDF 01-084-2066) (рис. 1).

Изученные плотные и пористые доломиты различны и по данным термического анализа. Потеря массы плотных образцов, фиксируемая по термогравиметрической кривой (ТГ), а также узкие перегибы на кривой дифференциально-сканирующей калориметрии (ДСК), соответствующие экзотермическому эффекту в области температур 780–900 °С, обусловлены реакцией распада доломита и диссоциацией MgCO_3 и CaCO_3 на окислы CaO и MgO , являющиеся конечными продуктами распада (рис. 2а)

Однако термограммы пористых доломитов отличны (рис. 2б) и, по всей видимости, обуславливаются довольно высоким изоморфизмом ионов в структуре доломитов. Присутствие

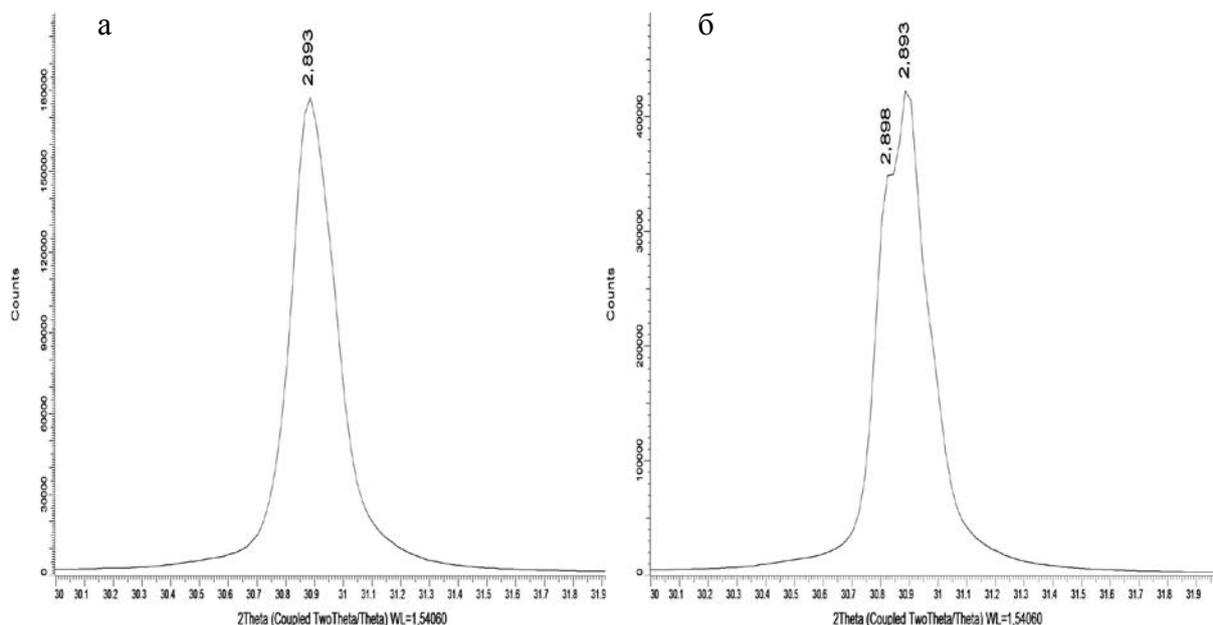


Рис. 1. Дифракционные отражения d_{104} плотного (а) и пористого (б) доломитов

повышенной концентрации ионов железа усложняет процесс термического распада, что характеризуется появлением узкого экзотермического эффекта на кривой ДСК в области температур 820–830 °С. Вероятно, что появление дополнительного экзоэффекта на кривой ДСК термического распада пористого доломита связано с разложением солей угольной кислоты железа, выделившихся в результате разрушения кристаллической решётки анкерита.

По данным растровой электронной микроскопии с использованием микрозондового анализа получены данные, подтверждающие вышесказанное. В образцах плотных и пористых доломитов также обнаруживается железо. Однако его содержание в пористых доломитах больше, чем в плотных.

Зональность идиоморфных зерен пористых доломитов, фиксируемая под оптическим микроскопом в шлифах, обнаруживается и в обратно рассеянных электронах под электронным микроскопом. Сканирование поверхности образцов показало, что в участках, граничащих с пустотным пространством, общее содержание железа больше, чем в более светлых.

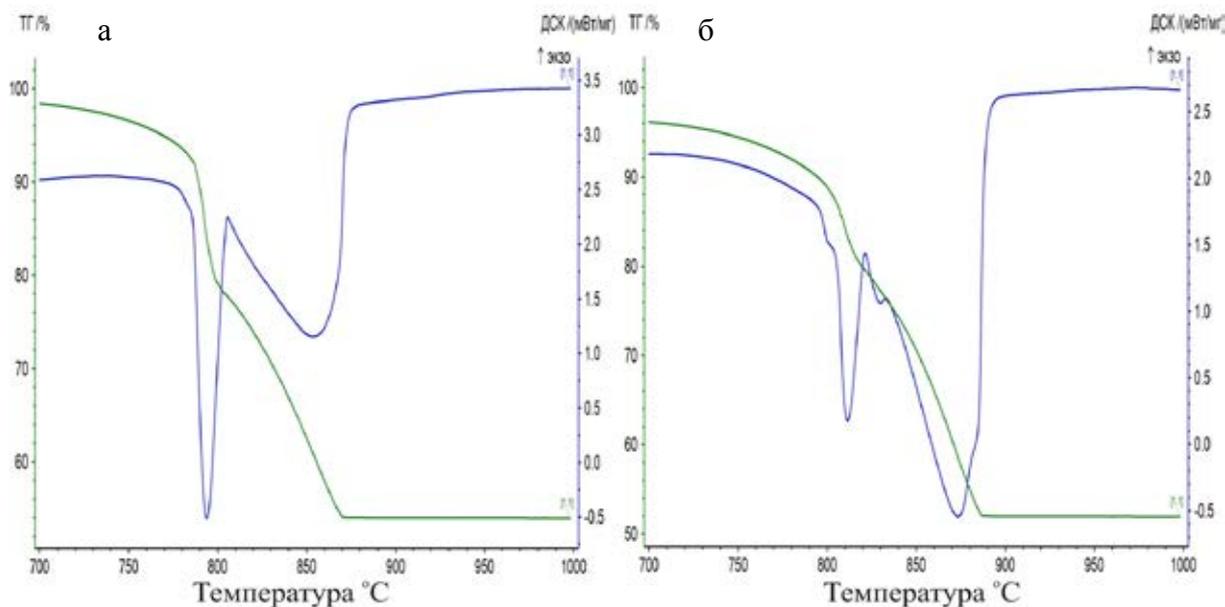
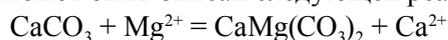


Рис. 2. Термограммы плотного (а) и пористого (б) доломитов

Подтверждением сказанному являются результаты рентгенофлуоресцентного анализа, полученные с полированной поверхности образцов площадью в $\sim 1 \text{ см}^2$. Оказалось, что в образце пористого доломита содержание железа в 1,5 раза больше, чем в плотном.

Процесс формирования вторичных доломитов по известнякам следует считать метасоматическим, и в целом он может быть описан следующей реакцией:



Такая доломитизация, согласно работам еще Эли де Бомона (1937), может приводить к увеличению пористости на 13 % при условии, что реакция идет по принципу «молекула за молекулу». Однако на практике, как указывалось, встречаются и плотные, и пористые доломиты. Следовательно, можно предположить, что: 1) такая реакция может реализоваться в условиях достаточной концентрации в среде магния, тогда вторичные доломиты нацело выполняют пространство (плотные доломиты), 2) а в условиях дефицита магния зерна вторичных доломитов заполняют пространство неполностью (пористые доломиты). В первом случае в минералообразующей среде имеется достаточное количество ионов магния и кальция для формирования доломитов, во втором должен наблюдаться некий дефицит ионов магния, и тогда «его место» в структуре доломита должен занять какой-либо другой химический элемент, изоморфный ему.

Таким образом, экспериментально полученные данные по изучению плотных и пористых доломитов указывают, что во всех них присутствует примесь железа, которая в структуре доломита занимает позицию магния. Это свидетельствует о том, что формирование и плотных, и пористых вторичных доломитов реализовалось в условиях избытка ионов кальция и дефицита ионов магния. Тогда, согласно закономерностям механизмов компенсационного изоморфизма (Щербина, 1939; Винокуров, 1997), в позиции магния может входить другой химический элемент, присутствующий в минералообразующей среде и близкий с ним по свойствам. Как показано выше, этим химическим элементом является железо.

Однако изоморфизм в доломите ионов магния и железа не является совершенным. Поэтому в условиях больших избытков в среде кальция и дефицита магния формируются пористые доломиты, в которых помимо ионов железа даже ионы кальция в весьма небольших количествах могут входить в позиции магния, что подтверждается нашими данными, а также ранее полученными данными (Drits et al., 2005). Последним, т.е. существенным недостатком в минералообразующей среде ионов магния и обусловлено формирование вторичных доломитов, не заполняющих пространство полностью, т.е. формирование пористых доломитов с неконформной структурой.

Литература

Белонин М.Д., Белоновская Л.Г., Булач М.Х., Гмид Л.П., Шиманский В.В. Карбонатные породы-коллекторы фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России и сопредельных территорий. СПб.: Недра, 2005. Кн. 1 — 260 с. Кн. 2 — 156 с.

Винокуров В.М. Механизмы и модели зарядовой компенсации при гетеровалентных замещениях в кристаллах // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 3. С. 82–86.

Гмид Л.П. Литологические аспекты изучения карбонатных пород-коллекторов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. М., 2006. № 1. С. 1–23.

Теодорович Г.И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М., 1950. 215 с.

Фортунова Н.К., Карцева О.А., Баранова А.В., Агафонова Г.В., Офман И.П. Атлас структурных компонентов карбонатных пород. М.: ВНИГНИ, 2005. 440 с.

Щербина В.В. Геохимия. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 336 с.

Drits V.A., McCarty D.K., Sakharov B., Milliken K.L. New insight into structural and compositional variability in some ancient excess-ca dolomite // The Canadian Mineralogist. 2005 V. 43. P. 1255–1290.

О ГРАНИЦЕ АРХЕЯ И ПРОТЕРОЗОЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КВАРЦА)

А.В. Жабин, В.И. Сиротин

Воронежский государственный университет, Воронеж, Zhabin@geol.vsu.ru; ogg@geol.vsu.ru

Традиционно считается, что палеонтологические методы для стратиграфического расчленения метаморфических толщ архея и нижнего протерозоя не приемлемы, поскольку следы примитивных форм жизни в этих породах, даже на стадии зеленосланцевой и тем более амфиболит-эпидотовой и гранулитовой фаций метаморфизма, уничтожаются.

В то же время ряд исследователей (А.Ю. Розанов, А.Г. Вологдин, Б.В. Тимофеев и др.) отмечали округлые образования в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии (КМА), считая их железобактериями; были описаны микрофоссилии верхнего архея центральной Карелии. Ла-Берж считал, что образование железистых кварцитов связано с биологическими процессами (Ла-Берж, 1975). В 2006 году М.М. Астафьева (2006) описала коккоидные, уплощенно-овальные и некоторые другие бактериальные формы из архейских пород Карелии; нами была опубликована работа (Сиротин, Жабин, 2006), в которой приводятся электронно-микроскопические снимки возможных биологических объектов из кварца железистых кварцитов КМА и показана перспективность изучения методами электронной микроскопии докембрийских следов жизнедеятельности, законсервированных в одном из самых распространенных в земной коре минерале — кварце. Проводимые исследования преследуют цель — доказать наличие достаточно высокоорганизованных форм организмов в древних бассейнах седиментации, существование вполне сложившихся биоценозов и на этой основе возможность стратиграфического расчленения немых толщ докембрия палеонтологическими методами.

В осадочных отложениях Воронежской антеклизы широко развиты кремневые образования, которые, по мнению ряда исследователей (Астафьева, 2006), представляют собой метасоматически преобразованные первично известковые породы. Несмотря на значительные изменения структурно-текстурных особенностей последних, связанные с их растворением и перекристаллизацией, в кремневых породах постоянно наблюдаются реликтовые остатки организмов (Сиротин, 2008). Вполне возможно, что, по крайней мере, часть кварца метаморфических пород архея и раннего протерозоя докембрия изначально представляла собой известковую субстанцию.

Р.В. Фейрбридж выделил пять биохимических революций (Карбонатные породы, 1970), из которых выделим первые три: 1) возникновение жизни около 3,8 млрд лет назад; 2) «Первый фотосинтез» (около 2,9 млрд лет назад); на всех континентах отлагаются железисто-кремнистые осадки (железистые кварциты), которые в таких масштабах в геологической истории больше не возникали. 3) Появление «Первых организмов с карбонатными раковинами» (около 600 млн лет) — одна из самых больших загадок геологической истории. С этого этапа начинается ускоренная эволюция органического мира, именуемая «кембрийским взрывом».

Не исключено, что уже в архее самые первые примитивные организмы продуцировали известковые соединения, в бассейнах седиментации наблюдалась резкая дифференциация осадочного материала. Наглядным примером ее являются толщи железистых кварцитов. Вполне логично предположить, что определяющим фактором в образовании кварца подавляющей части парапород архея и раннего протерозоя был биологический, поскольку только живые организмы способны извлекать и накапливать различные химические компоненты из окружающей их среды.

Образцы для исследований взяты из керна скважин различных стратиграфических подразделений архея и раннего протерозоя. Объектом исследования явился кварц гнейсов, сланцев, железистых и безрудных кварцитов, карбонатитов и др.

Препараты для электронно-микроскопического анализа представляют собой свежие сколы зерен кварца, взятых из внутренних частей керна горных пород раннедокембрийских формаций ВКМ. Учитывая, что древние микроорганизмы являются одним целым с вмещающей

их породой, широко использовались свежие сколы кварца, которые напылялись золотом. Исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе Jeol LV.

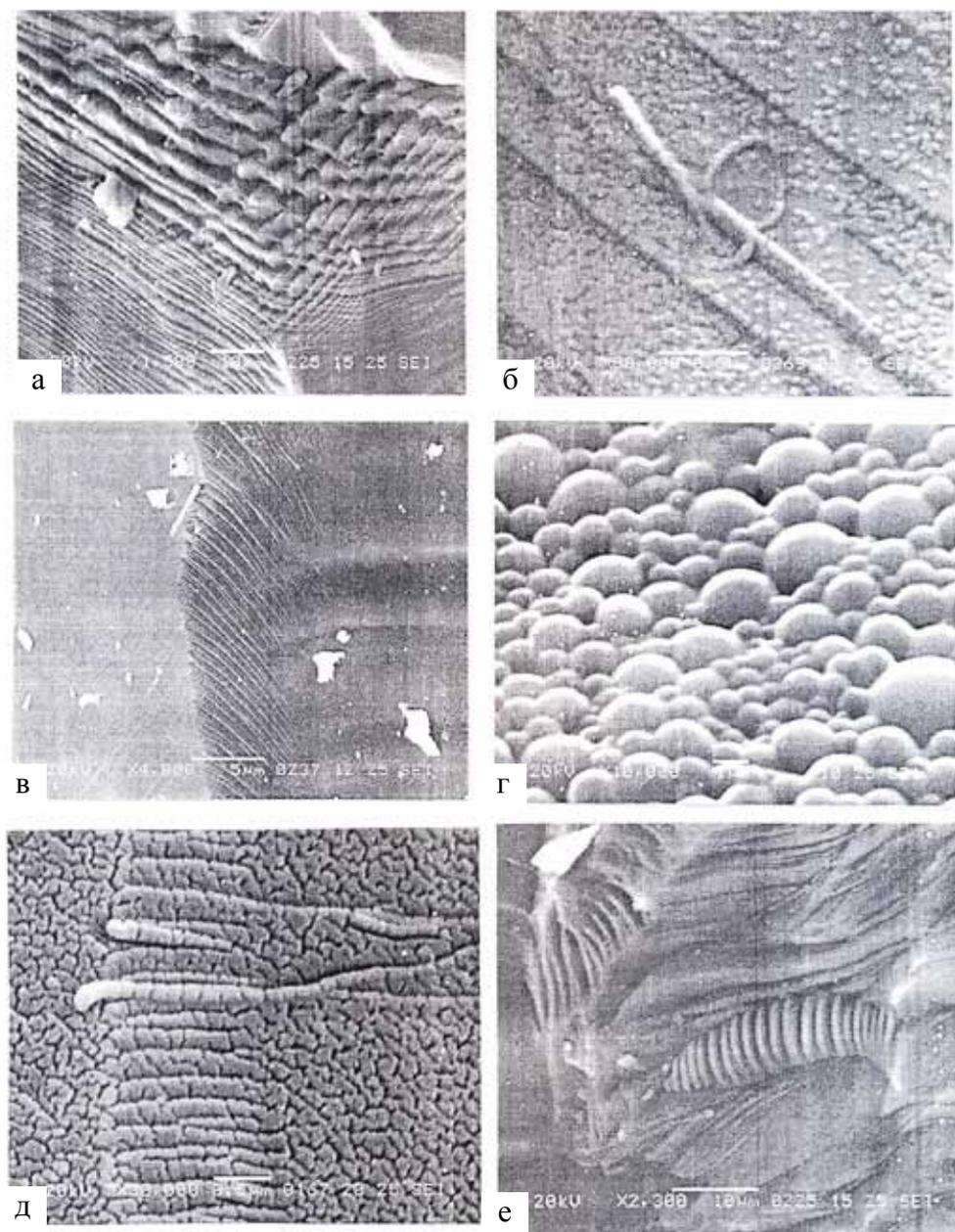
Результаты исследований. Полученные изображения остатков организмов разделяются на три основных типа. Первый — собственно фоссилизированные остатки, второй — их следы, к которым можно отнести отпечатки биологических объектов; бактериальные маты, микростроматолиты; третий — плохо диагностируемые, возможно отпечатки или обломки окварцованных остатков неизвестных биологических видов.

Остатки примитивных организмов (различных бактерий) всех типов сквозные наблюдаются как в архейских, так и в раннепротерозойских комплексах пород. Бактериальные маты достаточно широко распространены. На снимках выражаются своеобразной текстурой поверхности, напоминающей каракуль. По параллельным слоям различной толщины идентифицируются строматолиты (рисунок а). Округлые тела размером 50–100 нанометров характеризуют отдельные бактерии (рисунок б). Наряду с последними, на снимке проявлены червеобразные формы размером 0,5–1,0 мкм. Цианобактерии (сине-зеленые водоросли) наблюдаются в виде волосовидных образований, вырастающих из единого основания (рисунок в). Округлые до шарообразных форм с боковыми цилиндрическими выступами образуют своеобразную колонию (рисунок г). Начиная с раннего протерозоя, наряду с перечисленными объектами, встречаются гораздо более сложно устроенные формы. Червеобразные — как сегментированные (рисунок д), так и с отсутствием сегментации виды — наблюдаются особенно часто. Не исключено, что они появились еще в архее. Однако в раннем протерозое их размеры в несколько раз больше. Особый интерес представляют объекты, состоящие из дискообразных сегментов (рисунок е) и сегментированные с отчетливо выраженными ребрами жесткости. Их тело с одной стороны заканчивается одним или двумя выростами, представляющими, вероятней всего, захваты у оральной части. Возможно, это самые ранние артроподы (Сиротин, 2008). Были обнаружены формы, напоминающие отпечаток обломка раковины. Эти находки являются аргументом для доказательства более раннего (по крайней мере, на 1,5 млрд лет) появления организмов с внешним скелетом. В раннем протерозое появляются более сложно устроенные биологические формы — это уже явно эвкариоты.

Многими исследователями отмечается резкий спад разнообразия строматолитов после 1 млрд лет назад. Данное событие объясняется деятельностью ранних животных, которые выедали бактериальные дерновники, тем самым нарушая экологическое состояние системы, приводящее к разрушению строматолитовых построек. На одном из наших снимков был обнаружен сегментированный остаток организма или его фрагмент внутри строматолитовых образований. В связи с этим в вопросе о спаде разнообразия строматолитов нельзя не учитывать гипотез, объясняющих данное явление биологическими факторами. В последнее время появились новые аргументы более древнего зарождения жизни в результате изучения марсианского метеорита ALH 84001. В нем обнаружена колония многочисленных овальных, местами удлинённых червеобразных образований, похожих на окаменелые колонии земных древнейших бактерий (New the solar System, 1999). Особенно важно, что возраст этих образований совпадает с тем временем, когда климат на Марсе был благоприятным для возникновения жизни (4,5–3,8 млрд лет назад).

Но есть и земные доказательства не только раннего зарождения жизни, но и ее активного участия в накоплении золота (Школьник и др., 2005). Речь идет об уникальном золоторудном позднеархейском бассейне Витватерсранд. На основе результатов электронно-микроскопических исследований доказана микробиальная природа столбчатых слоев в золотосодержащем тухолитовом горизонте, непосредственно подстилающем золотоносные конгломераты.

Последние открытия с помощью инфракрасного излучения, приходящего из глубин Космоса (Засов, 2008), показали, что в составе темной материи, на которую приходится около 72 % вещества нашей Вселенной, обнаружены органические молекулы, по структуре и составу аналогичные таковым в кометном веществе. Темная материя характерна и для других галактик, а ее возраст отстоит от Большого взрыва всего на 100 млн лет. Таким образом, по-видимому, органические предбиологические соединения — неотъемлемая черта нашей Вселенной (Сиротин, Жабин, 2006, 2008).



Электронномикроскопические снимки биологических объектов из пород архейского и раннепротерозойского возраста: а — гнейс, ув. 5000X; б — кристаллический сланец, ув. 50000X; в — гнейс, ув. 4000X; г — кварцит, ув. 10000X; д — железистый кварцит, ув. 30000X; е — гнейс, ув. 2300X.

В связи с увеличением на рубеже архея и раннего протерозоя содержания кислорода в древних водоемах появились эвкариоты. Некоторые из них обладали внешним скелетом. Это были не просто отдельные организмы, а целые биоценозы с прокариотами.

Представляется возможным по особенностям строения древнейших микроорганизмов расчленение метаморфических комплексов архея и раннего протерозоя.

Полученные результаты электронно-микроскопических исследований кварца из древнейших образований ВКМ позволяют уточнить время зарождения и эволюцию жизни на Земле.

Литература

- Астафьева М.М. Архей Карелии и бактериальная палеонтология // Эволюция биосферы и палеобиоразнообразие. Сб. труд. ПИН РАН. М.: 2006. С. 120–128.
Засов А.В. Инфракрасное небо // Земля и Вселенная. 2008. № 4. С. 3–16.

- Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Т. 1. М.: Мир, 1970. 396 с.
- Ла-Берже Дж. Л. О биогенном происхождении докембрийских железорудных формаций // Происхождение железорудных формаций мира. М.: Мир, 1975. С. 248–262.
- Сиротин В.И., Жабин А.В. О предбиологической эволюции органических соединений и биологических формах в железистых кварцитах КМА // Труды НИИ геологии ВГУ. Воронеж, 2006. Вып. 44. С. 78–92.
- Сиротин В.И., Жабин А.В. О биологических формах в породах архея и раннего протерозоя Курской магнитной аномалии и Кольского полуострова // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 3. С. 378–380.
- Школьник Э.Л., Жегало Е.А., Герасименко Л.М., Шувалова Ю.В. Углеродистые породы и золото в них бассейна Витватерсранд, ЮАР — исследование с помощью электронного микроскопа // М.: Эслан, 2005. 120 с.
- New the solar System. Cambridge university press. 1999. 421 p.

ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДУКТИВНЫХ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРИЗОНТА Ю₁ СЕВЕРО- ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПУДИНСКОГО МЕГАВАЛА (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Е.Н. Жилина

Томский государственный университет, Томск, elena@ggf.tsu.ru

В настоящее время наиболее актуальной и сложной проблемой развития нефтедобывающей и газовой промышленности является повышение степени использования запасов и интенсификации добычи. Решение этой проблемы связано с активным воздействием на продуктивные пласты с целью улучшения фильтрации нефти и газа и подъема их на поверхность. Выбор способа активной разработки во многом предопределяется типом залежи и особенностями ее физико-геологического строения.

Наиболее сложным для разработки типом скоплений углеводородов (УВ) являются нефтегазоконденсатные (НГКМ) месторождения. В них целевым продуктом разработки может служить как нефть с растворенным в ней газом, так и газ с конденсатом, составляющие в пластовых условиях единую взаимосвязанную систему. К числу подобных типов скоплений УВ относится и объект нашего исследования.

Лугинецкое нефтегазоконденсатное месторождение является одним из крупнейших по запасам в Томской области. Относится к категории сложнопостроенных с трудноизвлекаемыми запасами. Основными причинами сложности выработки последних являются:

- сложность геологического строения, обусловленная резкой неоднородностью и литолого-фациальной изменчивостью продуктивных пластов в пределах разбуренной части;
- резкая изменчивость фильтрационно-емкостных параметров как по разрезу, так и по площади;
- высокий газовый фактор;
- чрезвычайно сложная конфигурация водо-нефтяного и газо-нефтяного контакта;
- отсутствие четкой геологической модели природного резервуара.

Пласты-коллекторы Лугинецкого месторождения имеют сложное геологическое строение, заключающееся в частом и неравномерном переслаивании проницаемых пропластков различных толщин с непроницаемыми разностями. На продуктивной площади имеется большое количество зон отсутствия коллектора, прослеживается значительная изменчивость фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) как по площади распространения, так и по разрезу. Нефтегазоконденсатные залежи Лугинецкого месторождения, имеющие промышленное значение, приурочены к шести продуктивным пластам: четырем верхнеюрского (пласты Ю₁⁰, Ю₁¹, Ю₁², Ю₁³) и двум (пласты Ю₁⁴⁺⁵ и Ю₂) среднеюрского возраста. Все залежи имеют чрезвычайно сложную конфигурацию водонефтяного и газонефтяного контактов.

Предметом исследования являлись наиболее выдержанные по площади и разрезу пласты Ю₁⁴⁺⁵ и Ю₁³, вмещающие около 70 % суммарных запасов углеводородов месторождения и

представляющие наибольший интерес с точки зрения разработки. В задачи исследования входило изучение вещественного состава, генетических признаков пород, анализ общих толщин и эффективных толщин, ФЕС продуктивных пластов, типизация разрезов и построение литолого-фациальных карт.

Пласт Ю₁⁴⁺⁵ вскрыт всеми пробуренными скважинами на глубинах 2298–2413 м. В восточной части Лугинецкой структуры пласт либо отсутствует, либо представлен непроницаемыми разностями (скв. 540, 642, 562, 615, 714,715, 697, 698, 811, 1157, 1158, 1206, 1121). Локальные зоны отсутствия пласта отмечаются на западе (скв. 517, 550, 602, 802, 1127) и юго-востоке (скв. 827, 850, 901, 1200, 1224) структуры. Покрышкой для пласта служит перемычка, сложенная аргиллитами и алевролитами толщиной от 0,8 м (скв. 170) до 16,8 м (скв. 567). Пласт представлен преимущественно мелкозернистыми песчаниками с небольшими прослоями крупнозернистых алевролитов. Общая его толщина составляет от 2,2 м (скв. 715) до 22 м (скв. 1214). В результате электрометрического анализа геолого-геофизических данных в пределах Лугинецкой структуры выявлено крупное песчаное тело, вытянутое с северо-востока на юго-запад, с пологими крыльями, обращенными на северо-запад и юго-восток. Анализ изменения литолого-физических характеристик пласта, структурно-текстурных особенностей, а также биофациальных комплексов, выявленных в керне скважин, позволяют сделать вывод о формировании этих отложений в прибрежной части мелководного морского бассейна в гидродинамически спокойных условиях подводной отмели. Пласт Ю₁⁴ в пределах восточной и западной частей структуры несколько различен по строению. На востоке для него отмечаются пониженные значения эффективных, а также газо- и нефтенасыщенных толщин по сравнению с их увеличенными значениями в западном направлении. Увеличение общей толщины пласта в центральной части песчаной постройки обусловлено утонением глинистой перемычки, отделяющей пласт Ю₁⁴ от пласта Ю₁³, а также уменьшением толщины нижележащих аргиллитов, вплоть до их полного отсутствия. Центральный участок пласта Ю₁⁴ практически однороден по составу и характеризуется для большинства скважин песчаностью выше 0,7. Склоновые части отмели (северо-запад и юго-восток структуры) представлены одним, реже двумя и более продуктивными пропластками, залегающими между непроницаемыми аргиллитовыми разностями.

Пласт Ю₁³ имеет повсеместное распространение в пределах Лугинецкой структуры и вскрыт на глубинах 2278,8–2386,4 м. В разрезе большинства скважин пласт состоит из двух пачек, разделенных между собой маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов. Общая его толщина достаточно выдержана по площади и составляет 18–26 м. По гранулометрическому составу коллекторы пласта представлены мелкозернистыми песчаниками или крупнозернистыми алевролитами, с прослоями песчаников от средне- до крупнозернистых. Литологическая изменчивость различных частей пласта Ю₁³, обусловленная наличием многочисленных пропластков, толщина которых колеблется в большом диапазоне (0,3–9,6 м), является причиной сложного характера анизотропии свойств пласта. Количество пропластков, выделяемых в разрезе скважин, изменяется в пределах 1–8. По пласту Ю₁³ наблюдается определенная закономерность и в распределении эффективных толщин, выраженная в их уменьшении с востока на запад от 5 до 14,2 м (район скв. 701, 1191, 726) за счет глинизации в кровле, либо в подошве коллектора. Условия формирования отложений пласта Ю₁³ отразились в характере изменения его коллекторских свойств как по площади, так и по разрезу. ФЕС в верхней и нижней частях пласта значительно отличаются друг от друга, особенно четко это отличие проявляется для песчаных разностей. Отложения пласта Ю₁³, развитые в западной и центральной частях Лугинецкой структуры, характеризуются более низкими фильтрационными параметрами от 0,004 до 0,20 мкм². На их фоне локальными пятнами выделяются участки с более высокими значениями проницаемости.

Все изученные отложения горизонта Ю₁ сложены неравномерным чередованием пачек и пластов песчаников, песчано-алеврито-глинистых пород, углистых аргиллитов и известняков, довольно не выдержанных по площади исследования. Подугольная толща, содержащая пласты-коллекторы Ю₁⁴⁺⁵ и Ю₁³, насыщенные нефтью, характеризуется покровным типом развития, преимущественно песчаным составом, наибольшими общими мощностями и улучшенными

фильтрационно-емкостными параметрами по сравнению с газонасыщенными пластами надугольной толщи. Для пластов Ю₁², Ю₁¹ и Ю₁⁰ надугольной толщи характерны ухудшенные коллекторские свойства, пятнистое невыдержанное простирание по площади, преимущественно алевритовый состав.

Песчаники горизонта Ю₁ серые, часто с буроватым оттенком, мелкозернистые, алевритистые и алевритовые, реже средне-мелкозернистые. Алевролиты от мелкозернистых до крупнозернистых, песчанистых. Породы полимиктовые, реже полевошпатово-кварцевые с небольшим количеством цемента. В редких скважинах встречены углистые алевролиты и тонкие прослойки матовых глинистых углей. Для пород характерна различная по четкости горизонтальная, пологоволнистая, линзовидная и косая слоистость, обусловленная сменой гранулометрического состава, послойными намывами глинистого материала и обугленного растительного детрита. Породы обогащены конкрециями, мелкими вкраплениями пирита и карбонатов. В верхней части горизонта встречены глаукониты, глауконитовые песчаники и прослой известняков с остатками микрофауны плохой сохранности.

Литологический облик пород, характерный полимиктовый и полевошпатово-кварцевый состав породообразующих минералов, каолинит-гидролюдастая и гидролюдисто-каолинитовая ассоциация глинистых компонентов, доломито-сидерито-пиритовый комплекс аутигенных минералов, а также турмалин-гранат-циркон-апатит-титанистая терригенная минеральная ассоциация дают основание полагать о формировании их в мелководном морском бассейне с незначительными колебаниями геохимического режима от слабо-восстановительного до резко-восстановительного.

Проведенный анализ литологических, электрометрических и фильтрационно-емкостных характеристик пластов Ю₁³ и Ю₁⁴⁺⁵ позволил выделить шесть типов разрезов подугольной толщи Лугинецкого месторождения, закономерно чередующихся по площади.

Первый тип разреза наблюдается преимущественно в восточной части Лугинецкой структуры. Выделен по преобладающему развитию пласта Ю₁³, толщина которого достигает 15–26 м. Пласт Ю₁⁴ в данном типе имеет сокращенные толщины, не превышающие в большинстве пробуренных скважин 7–10 м. В средней его части отмечена незначительная глинизация песчаников и появление нескольких пропластков алевролитов толщиной до 1 м. Данный тип разреза формировался в условиях продвигающегося фронта дельты.

Второй и третий типы разреза закономерно сменяют первый тип и находятся с ним в ассоциации, но отличаются повышенной песчаностью пласта Ю₁⁴⁺⁵.

Четвертый тип разреза встречается на большей части структуры. Для него характерно утонение глинистой переемычки между пластами Ю₁³ и Ю₁⁴⁺⁵ и резкое увеличение общих толщин (до 26 м) в отдельных скважинах. *Пятый тип* разреза прослеживаются далее на северо-запад от Лугинецкой структуры. Для него характерно значительное увеличение толщин обоих пластов (Ю₁³ до 15–20 м, Ю₁⁴ до 20–24 м), вызванное опесчаниванием всей толщи и исчезновением глинисто-алевритовой переемычки между ними. *Шестой тип* разреза встречается только в южной части структуры и характеризуется наличием двух четко обособленных пластов Ю₁³ и Ю₁⁴, разделенных значительной по толщине глинистой переемычкой.

Фильтрационно-емкостные свойства продуктивных пластов Ю₁⁴⁺⁵ и Ю₁³ Лугинецкого месторождения Томской области характеризуются значительной латеральной и вертикальной анизотропией, обусловленной часто меняющимися гидродинамическими условиями в момент накопления осадков. Для пластов характерно улучшение пористости и проницаемости вверх по разрезу. Пласт Ю₁⁴⁺⁵ имеет площадное распространение и характеризуется более равномерным распределением свойств по латерали и вертикали. Фильтрационно-емкостные свойства пласта Ю₁³ характеризуются резкой изменчивостью не только по площади, но и по разрезу, отражая характер формирования осадков в период регрессии. Пласт Ю₁³ в скважинах восточной части Лугинецкой структуры обладает повышенными значениями пористости (17–20%) и проницаемости (0,05–0,09 мкм²). Условия формирования пласта Ю₁⁴ и нижней части пласта Ю₁³ в пределах Лугинецкой структуры интерпретируются как отмелевое мелководье прибрежной части морского бассейна. Центральная и верхняя части пласта Ю₁³ формировались в условиях фронтальной части авандельты.

ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ КАК ОСНОВА ПРОГНОЗА ЗОН РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТРЕЩИННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ В КАРБОНАТНЫХ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ (НА ПРИМЕРЕ АРЧИНСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Е.А. Жуковская, Е.Н. Главнова, М.А. Буторина

ООО «Газпромнефть-НТЦ», Санкт-Петербург, Zhukovskaya.EA@gazpromneft-ntc.ru

В палеозойских отложениях фундамента Западной Сибири большинство залежей углеводородов (УВ) приурочено к зонам разуплотнения палеозойских пород, выявить которые даже самыми современными средствами трудно. Это снижает эффективность поисков новых залежей и разработку уже открытых месторождений. Такие проблемы характерны и для Арчинского нефтегазоконденсатного месторождения в карбонатных отложениях палеозойского фундамента.

Различные аспекты геологического строения Арчинского месторождения всесторонне изучались с семидесятых годов прошлого века (Краснов В.И., Дубатов В.Н., Степанов С.А., Сердюк З.Я., Слепокурова Л.Д., Татьяна Т.М., Макаренко С.Н., Запивалов Н.П., Славкин В.С., Бакун Н.Н., Копилевич Е.А., Исаев Г.Д., Белова Е.В., Рыжкова С.В., Ковешников А.Е., Ростовцева Ю.В. и др.), благодаря чему накоплен обширный фактический материал, на основе которого были выполнены реконструкции условий седиментации, определены стадии литогенеза, реконструирована история тектонического развития региона, проведено выделение разных типов резервуаров, созданы геологические модели и проектные документы на разработку месторождения. Однако, предложенные геологические модели не нашли полного подтверждения в ходе его эксплуатации.

С применением интегрированного подхода на основе обобщения всего имеющегося у недропользователя массива данных по литологическим, петрофизическим, палеонтологическим и другим исследованиям керна, а также данных работы скважин и результатов переинтерпретации сейсмоки была создана концептуальная тектоно-седиментологическая модель месторождения. Следует отметить, что рассмотрению подверглись только верхние горизонты палеозойского фундамента, вскрытые бурением, сейсмические материалы по более глубоким горизонтам могут внести коррективы в предлагаемую модель.

В ходе исследований установлены следующие особенности геологического строения Арчинского месторождения. Продуктивный нефтегазоносный горизонт M_1 представлен известняками лугинецкой, герасимовской, надеждинской, армичевской свит (D_1-D_3) преимущественно органогенными, массивными, трещиноватыми. Палеофациальные реконструкции показали, что накопление карбонатных осадков среднего девона происходило в обстановках депрессионных впадин и крупных отмельных областей, сменившихся условиями открытого шельфа в позднедевонскую эпоху. Закономерная смена свит по площади, установленная по результатам биостратиграфических исследований, доказывает, что карбонатные формации верхнего горизонта палеозойского фундамента, развитые в пределах изучаемого месторождения, подверглись воздействию тектонических процессов с формированием брахисинклинальной структуры. Ядро этой складки слагают более молодые породы лугинецкой свиты. По сейсмическим данным такая структура не фиксируется.

В тектоническом плане Арчинская структура представлена локальным поднятием преимущественно субмеридионального простирания, сформировавшимся в результате восходящих блоковых движений фундамента. Арчинское поднятие контролируется разноамплитудными разломами: восточную часть ограничивает крупное тектоническое нарушение субмеридионального простирания, западная часть осложнена разломами северо-западного простирания, северная, более пологая часть, осложнена системой разломов субширотного простирания различной амплитуды, юг обрывается высокоамплитудным сбросом. Поверхность фундамента разбита разломом субширотного заложения на два блока –

северный и южный с характерной асимметрией склонов. Помимо крупных нарушений в фундаменте существует система мелких разломов в центральной части поднятия, которые хорошо проявляются на срезе структурного куба.

В масштабе керна фиксируется сеть разноориентированных трещин, которая является результатом наложения различных систем трещин. Встречающиеся систематические трещины упорядочены параллельно друг другу, при этом одна система зачастую пересекает другую. Трещиноватость имеет избирательную локализацию — разную интенсивность развития трещин по разрезу. Отмечаются зоны деструкции, в которых значительная часть керна раздроблена до обломков щебневой размерности, а местами вплоть до мелкой дресвы.

Присутствуют трещины как открытые, так и залеченные молочно-белым, розоватым или прозрачным кальцитом. Нередко по открытым трещинам фиксируются зеркала скольжения, позволяющие определить характер движения. Следы миграции УВ фиксируются только в самых поздних тектонических трещинах в виде характерного свечения в ультрафиолетовом свете, примазок битумоидов по поверхностям открытых трещин и пропитки битумоидами частично открытых микротрещин.

Развитие трещиноватости носит закономерный характер: выделяются трещины, сформированные в шарнирных участках брахиоскладки и преимущественно залеченные кальцитом, часто нескольких генераций, и более поздние тектонические, частично или полностью открытые.

Помимо трещинообразования в карбонатных коллекторах значительное влияние на коллекторские свойства оказывают процессы стилолитизации. На Арчинском месторождении стилолиты имеют тектоническую природу, зубчатый и зубчато-бугорчатый облик и являются наиболее поздними среди залеченных трещин. Наличие стилолитов и переотложенных цементов обуславливает значительное ухудшение коллекторских свойств пласта, поскольку они играют роль барьеров в гидродинамических системах. В пользу их раскрытия на Арчинском месторождении свидетельствует пропитка по ним битумоидов, что говорит о снятии стресса, характерного для их формирования, и возможной дальнейшей миграции по ним УВ.

На основе сейсмической интерпретации разрывных нарушений, детального описания керна, петрографического анализа шлифов выделены несколько этапов тектонического развития Арчинской структуры после завершения седиментации в позднем девоне (накопление верхней подсвиты лугинецкой свиты) до накопления юрских терригенных толщ.

На первом этапе формировалась брахисинклинальная складка северо-восточного простирания и связанная с этим система структурных трещин (ортогональные, тангенциальные, сдвиговые), которые были залечены кальцитом нескольких генераций и не служат магистралями для УВ.

Последующая тектономагматическая активизация привела к тому, что складчатость была нарушена дизъюнктивными нарушениями в результате подновления уже существующих трещин и образования более поздних тектонических трещин. Первым происходило заложение крупного разлома субмеридианального простирания с воздыманием западного крыла, вероятно, со сдвиговой составляющей. Ориентация данного разлома совпадает с простиранием трансрегиональных мегасдвигов, установленных для фундамента и чехла Западно-Сибирской плиты (Филиппович и др., 2001).

На последующем этапе был заложен субширотный разлом, делящий месторождение на два блока — северный и южный. Не исключено, что этот разлом является опережающим при формировании раннего субмеридианального разлома. При этом северный блок месторождения испытывал отрицательные движения сбросового типа, сопровождающиеся растяжением в виде серии мелких («ступенчатых») нарушений субширотной ориентировки. В пределах южного блока на фоне положительных движений закономерно предположить зону сжатия в самой приподнятой его части. Юго-восточное крыло блока ступенчато погружается по серии разломов северо-западного простирания (падение на юго-восток), претерпевая растяжение. Следует отметить, что на данном этапе движения блоков ограничены с востока самым крупным разломом субмеридианального простирания, что говорит о его долгой циклической истории. Именно к зонам растяжения, по мнению авторов, тяготеют нефтепроявления.

Далее в результате денудации пород фундамента происходило выравнивание рельефа с формированием коры выветривания, которая представлена бокситоподобными кремнисто-глинистыми породами со следами перемещения латеритного материала в понижения палеорельефа, и образует сравнительно небольшие локальные, возможно карстовые, долинные или террасовые фации. В самых приподнятых участках палеорельефа она не сохранилась. По классификации Б.В. Шибистова (2002) данный тип отложений может быть отнесён к латеритам и бокситам нижнего уровня. Типичные для них парагенезисы горных пород состоят из щебня и дресвы известняков, бобовых, оолитовых и псаммитовых руд (бокситы), глины, угля. В последующем породы коры выветривания подверглись сидеритизации.

Выполненный анализ фильтрационно-емкостных параметров известняков подтвердил крайне низкий показатель пористости и проницаемости матрицы, отсутствие зависимости коллекторских свойств от стратиграфической и фациальной приуроченности отложений. Первичные поры матрицы неэффективны. Основными пустотами, представляющими эффективное (нефтенасыщенное) пространство пород, являются трещины, каверны, поры выщелачивания. Все вышеизложенное позволило выделить два типа коллектора в известняках: каверно-порово-трещинный и трещинный.

Каверновая пустотность непосредственно связана с бокситоподобными породами различной степени выщелачивания. При появлении пустот выщелачивания (каверн) пористость пород может по аналогии с Урманским месторождением возрасти до 32 %, а проницаемость — до $29,0 \text{ мкм}^2 \cdot 10^{-3}$ при наличии микропористости или микротрещиноватости, которые служат проводниками для флюидов между не сообщающимися иным способом кавернами. Таким образом, в сидеритизированных бокситоподобных породах доюрского основания выделен каверно-трещино-поровый тип коллектора.

С опорой на предположение о приуроченности порово-трещинного и трещинного коллекторов в известняках к зонам разуплотнения (максимального растяжения), в которых также возможно развитие карстовых полостей, и наличие сейсмических аномалий, представляющих собой субвертикальные зоны затухания сейсмической записи, предпринята попытка прогноза зон развития дезинтеграции пород в известняках. Было проведено комплексное исследование различного рода сейсмических атрибутов и данных ГИС для выделения наиболее перспективных зон с точки зрения обнаружения трещинно-кавернозных коллекторов. При изучении амплитуд наиболее перспективные области будут характеризоваться зонами пониженных значений амплитуд на фоне соседних более интенсивных (голубые области, рисунок). Атрибут, являющийся индикатором, завязанным на относительном поглощении частот, рассчитанный по амплитудному сейсмическому кубу, будет характеризовать зоны с максимальным поглощением (затуханием) сейсмического импульса (желтые области, рисунок). По результирующему кубу акустического импеданса был получен обобщенный атрибут, соответствующий функциональному интегралу (вычисление интеграла некоторого функционала по пространству функций $t(x)$) от акустического импеданса, при анализе которого можно достаточно точно оконтурить перспективные зоны разуплотнения (красные области, рисунок).

В ходе исследования установлена зависимость дебита скважин от расположения их в зонах разуплотнения, связанных с развитием более поздних, с нашей точки зрения, разломов. Скважины, попавшие в такие зоны, выделенные по кубу акустического импеданса, являются наиболее продуктивными. Это может трактоваться как субвертикальные зоны флюидомиграции (Запывалов, 2004).

Таким образом, созданная на базе комплексной интерпретации геолого-геофизических, литологических, палеонтологических и сейсмических исследований оригинальная тектоно-седиментационная модель палеозоя Арчинского месторождения, послужила основой для прогноза развития перспективных зон и планирования эксплуатационного бурения. Необходимо отметить, что скважинами вскрыты лишь самые верхние горизонты палеозойского разреза, не исключено обнаружение залежей на больших глубинах. Для снятия неопределенностей требуется переобработка сейсмических данных, постановка геохимических исследований, проведение отбора керн из более глубоких горизонтов и его дополнительные исследования.

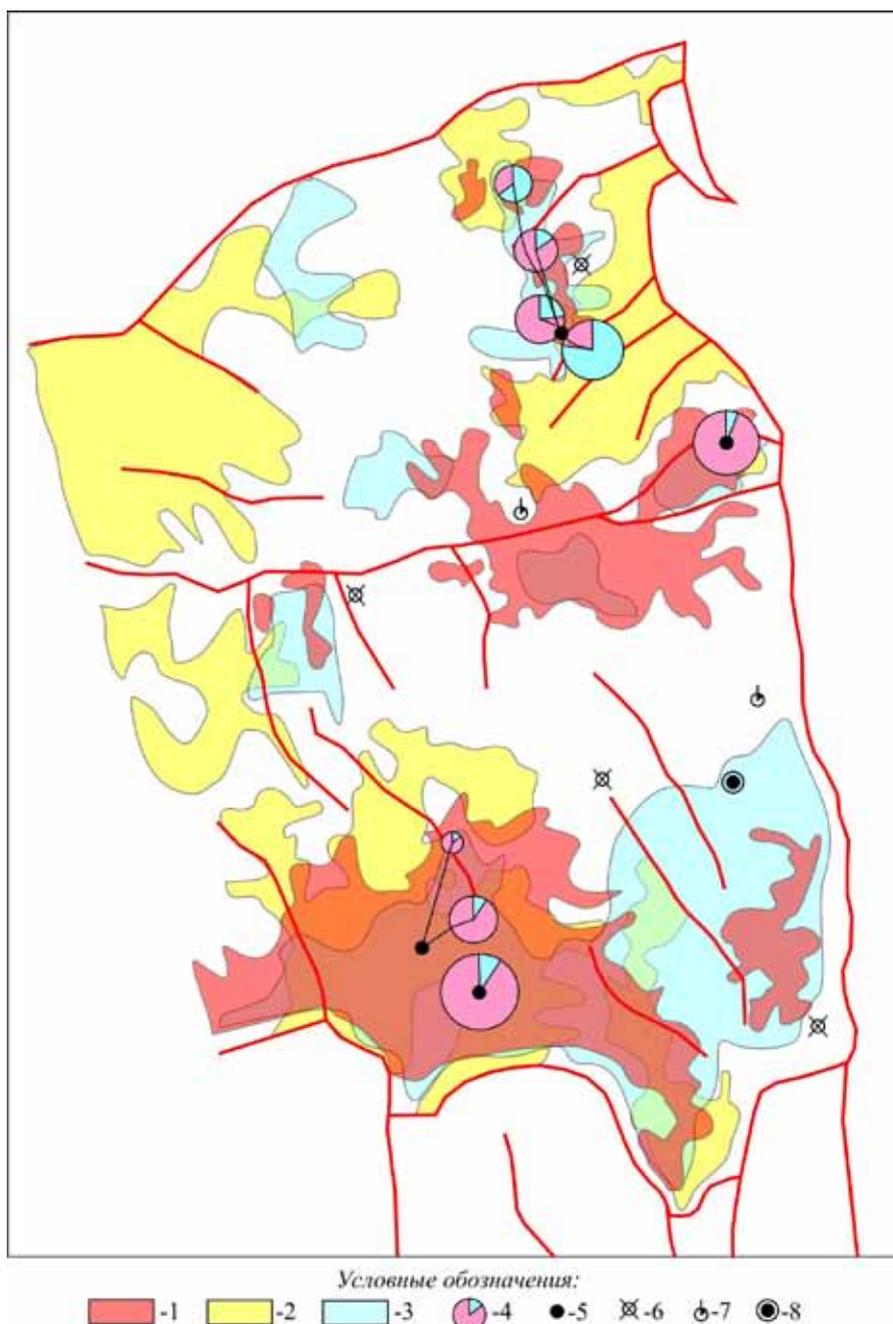


Схема контуров перспективных областей, выделенных по сейсмическим материалам

1–3 области, выделенные: 1 — по кубу акустического импеданса, 2 — по кубу частоты затухания, 3 — по кубу среднеквадратичного значения амплитуды; 4 — характеристика эксплуатации (радиус пропорционален накопленной добыче); 5–8 скважины: 5 — с промышленным притоком, 6 — ликвидированные, 7 — в которых получена пленка нефти, 8 — не вскрывшие палеозойские отложения

Литература

Запывалов Н.П. Нефтегазовый потенциал палеозойского фундамента Западной Сибири (прогнозы и реальность) // Нефтяное хозяйство. 2004. № 7. С. 76–80.

Шибистов Б.В. Закономерности формирования и размещения континентальных бокситов. Автореферат докт. диссертации. Томск. 2002. 31 с.

КАРБОНАТНЫЕ ТУРБИДИТЫ КОЖИМСКОЙ ВНУТРИШЕЛЬФОВОЙ ВПАДИНЫ НА РУБЕЖЕ ДЕВОНА И КАРБОНА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А.В. Журавлев¹, В.В. Попов², Я.А. Вевель²

¹ЗАО «Поляргео», Санкт-Петербург, *micropalaeontology@gmail.com*

²Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт,
Санкт-Петербург, *huminga@yandex.ru*

Кожимская внутришельфовая глубоководная впадина на рубеже девона и карбона занимала территорию современной Косью-Роговской впадины и западной части Западного склона Урала (Чермных, 1976). Для верхнего фамена – среднего турне этого района характерны кремнисто-глинисто-карбонатные отложения с широким развитием карбонатных турбидитов. Разрезы западного склона впадины наблюдаются на гряде Чернышева, а восточного — в бассейнах р. Кожим и Большая Инта.

Пограничный девонско-каменноугольный интервал разреза на правом берегу р. Кожим представлен толщей циклитов (рис. 1). Наиболее полные циклиты представлены следующей последовательностью литологических типов (снизу вверх по разрезу циклита):

1) Известняк слабо глинистый, кремнистый, темно-серый, мелко-тонкодетритовый до тонкодетритового, массивный или неотчетливо пологоволнистослойчатый, с волнистой подошвой. Для этого литологического типа характерны биолитокластические вак-пакстоуны и пак-грейнстоуны с размером форменных элементов 0,2–0,4 мм, редко до 0,8 мм. Литокласты плохо и средне окатанные, плохо сортированы, представлены вак- и грейнстоунами. Среди биокластов присутствуют обломки известковых водорослей, раковин брахиопод и остракод, членики криноидей, однокамерные и фрагменты многокамерных фораминифер. Конодонтовые элементы редки и, как правило, обломаны. Иногда присутствует неокатанные зерна кварца размером около 0,1 мм, составляющие первые проценты от объема породы.

2) Известняк слабо глинистый, кремнистый, темно-серый, тонкодетритовый, с рассеянным мелким детритом, массивный до неотчетливо субпараллельнослойчатого за счет распределения глинистого материала и детрита, со слабоволнистой подошвой. Микроскопически литотип сложен биолитокластическими вак- и пак-вакстоунами с размером форменных элементов 0,1–0,4 мм. Литокласты плохо окатаны и сложены пелитоморфным или водорослево-сгустковым известняком. Биокласты представлены однокамерными и обломками многокамерных фораминифер, кальцисферами, обломками раковин остракод. Присутствуют конодонтовые элементы.

3) Известняк глинисто-кремнистый, темно-серый, пелитоморфный, с тонким детритом, субпараллельнослойчатый, с увеличением кремнистости вверх по слою, нижней границей с постепенным переходом. Характерны мад-вакстоуны биолитокластические с размером форменных элементов 0,2 мм. Литокласты плохо окатаны и чаще всего сложены пелитоморфным известняком. Из органических остатков отмечены однокамерные фораминиферы, конодонтовые элементы и раковины остракод.

4) Аргиллит кремнистый, черный, субпараллельнослойчатый, с рассеянными остатками радиолярий, планктонных остракод, тонкораковинных брахиопод и конодонтов.

5) Силицит глинистый, черный, неотчетливо параллельнослойчатый за счет глинистых примазок, с рассеянными спикулами и радиоляриями.

Строение циклитов по структурно-текстурным характеристикам отвечает верхней части цикла Боума — элементам e и f (Boima, 1962). При этом к элементу f (фоновые отложения) могут быть отнесены четвертый и пятый литологические типы (параллельнослойчатые аргиллиты и силициты). Карбонаты элемента e (с первого по третий литологический тип) сложены преимущественно аллохтонным био- и литокластическим материалом.

Текстурно-структурное соответствие охарактеризованных циклитов циклам Боума позволяет рассматривать данные отложения как результат деятельности турбидитных потоков, карбонатный материал которых мобилизовался на мелководье. Состав био- и литокластов

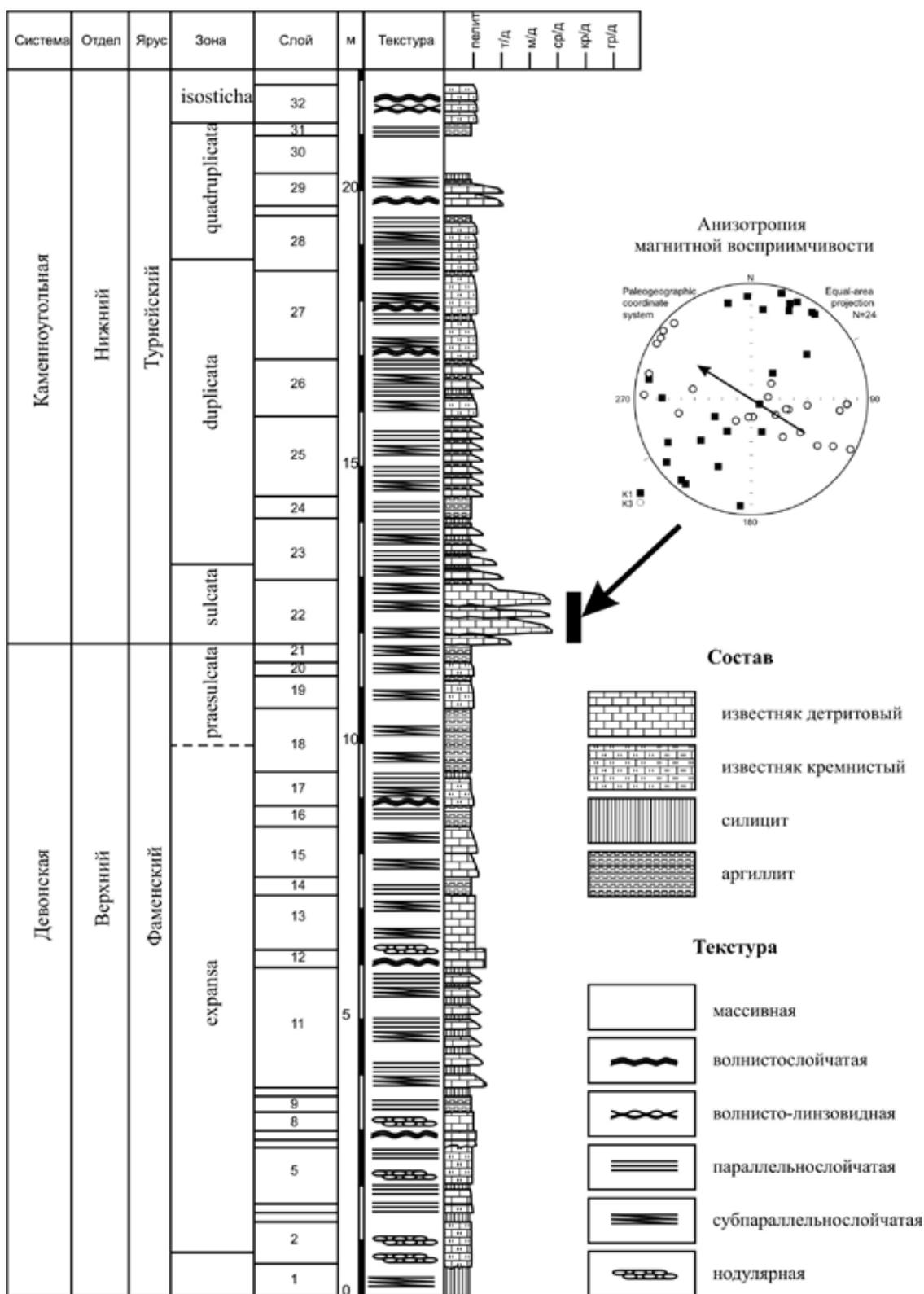


Рис. 1. Разрез пограничных девонско-каменноугольных отложений на р. Кожим, Западный склон Урала. На стереограмме стрелкой указано направление турбидитных потоков

также подтверждает аллохтонное происхождение карбонатного материала. Среди биокластов преобладают остатки мелководных организмов — известковых водорослей, фораминифер и бентосных остракод. Литокласты часто сложены водорослево-сгустковыми известняками. Конодонтовые и фораминиферовые ассоциации из карбонатных образцов несут следы перетложения и сортировки.

Изучение анизотропии магнитной восприимчивости образцов из нижних элементов циклитов демонстрирует соотношение ориентировок длинной и короткой полуосей эллипсоида анизотропии, характерное для турбидитов с высокой (Попов, Журавлев, 2012) скоростью потока (стереограмма на рис. 1). Исходя из состава лито- и биокластов, а также принимая во внимание результаты изучения анизотропии магнитной восприимчивости пород, можно предположить, что основным источником карбонатного обломочного материала для высокоскоростных турбидитов служил расположенный восточнее биогермно-отмельный комплекс. Разрезы этого комплекса известны в бассейне р. Большая Надота (Журавлев, 2012).

Разрезы юго-восточной части гряды Чернышева демонстрируют иное строение в пограничном девонско-каменноугольном интервале. Так, в разрезах на р. Изъяю (рис. 2) широко развиты глинисто-карбонатные циклиты небольшой мощности (0,5–10 см, редко до 30 см), состоящие из последовательности двух литотипов:

1) Известняк глинисто-кремнистый, темно-серый, пелитоморфный, с линзовидным распределением тонкого детрита, волнисто микрослойчатый. По результатам изучения шлифов — пак-вакстоун с градиционным распределением детрита (спикулы, редкие конодонтовые элементы и остатки рыб).

2) Известняк глинисто-кремнистый, темно-серый, пелитоморфный, субпараллельно микрослойчатый. Слойчатость подчеркнута глинисто-углистыми примазками. По известняку часто развиты кремнистые пояски черного цвета мощностью 2–4 см. По результатам изучения шлифов — вак-мадстоун. Фоссилии представлены исключительно остатками планктонно-нектонных организмов — конодонтов и рыб.

По текстурно-структурным признакам данные литотипы можно сопоставить с элементами е и f цикла Боума, а циклиты — с проксимальными турбидитами. Сходные циклиты, образующие изъяюскую свиту (D_3-C_1 iz), отмечаются в разрезах на р. Вангыр и в центральной части Косью-Роговской впадины (Кочмесская площадь). Наиболее вероятным источником обломочных карбонатов для этих циклитов является край карбонатной платформы, разрезы которого известны на юге гряды Чернышева на р. Большая Сыня и р. Изъяю (западный тип разреза). На основе полученных данных можно предположить, что на рубеже девона и карбона кожимская внутришельфовая впадина обладала асимметричным строением: пологим западным склоном и крутым восточным, прилегающим к биогермно-отмельному комплексу.

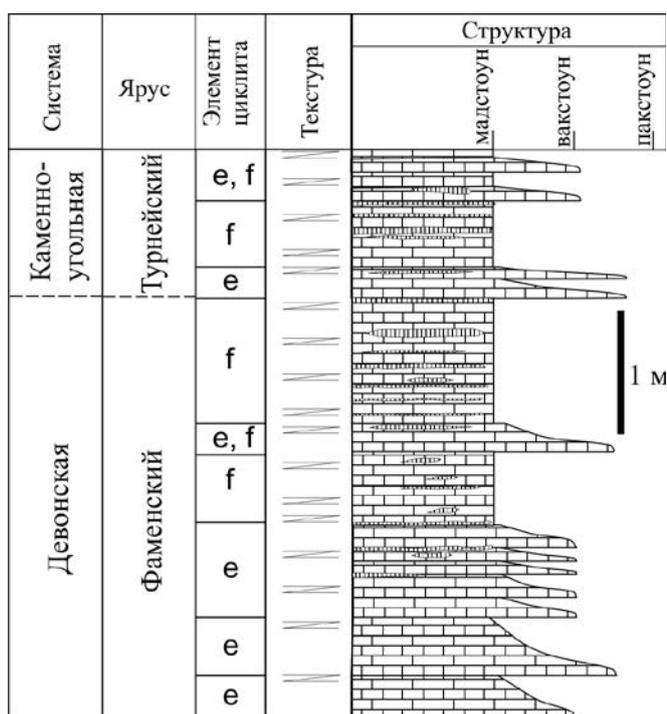


Рис. 2. Разрез пограничных девонско-каменноугольных отложений на р. Изъяю, юг гряды Чернышева. Условные обозначения см. на рис. 1.

Литература

Журавлев А.В. Седиментационная модель области сочленения Елецкой и Лемвинской формационных зон Приполярного Урала в пограничном девонско-каменноугольном интервале // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7, № 4.

Попов В.В., Журавлев А.В. Использование анизотропии различных магнитных параметров для определения направления сноса материала при изучении турбидитных потоков // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7, № 1.

Черных В.А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 1976. 303 с.

Bouta A.H. Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier. 1962. 168 p.

ДВА ТИПА ДОЛОМИТА ОВИНПАРМСКОГО ГОРИЗОНТА НИЖНЕГО ДЕВОНА ВАРАНДЕЙ-АДЗЬВИНСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ

Л.М. Журавлева

*Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина Москва,
zhurawlewa.lilia@yandex.ru*

Варандей-Адзъвинская структурная зона является одной из структур первого порядка в составе Печорской плиты, в свою очередь выделяющейся как надпорядковая структура Тимано-Печорской провинции.

Исследуемая территория в течение силура – раннего девона в целом находилась в пределах мелководной зоны Уральского палеоокеана, и все осадкообразование региона контролировалось событиями, связанными с его заложением и раскрытием (Зоненшайн и др., 1990). Одним из таких событий является образование карбонатного шельфа, на бровке которого началось зарождение и развитие протяженных барьерных рифовых систем. Рифы обеспечивали частичную изоляцию морского бассейна, что, в свою очередь, приводило к нарушению режима солености (гидрологического режима) зарифовой области. В течение позднего ордовика и силура рифовые системы неоднократно подвергались как затоплению, так и эрозии согласно трансгрессивно-регрессивным эпизодам развития палеоокеана. Соответственно, проявлялась и исчезала частичная изоляция.

Разрез отложений овинпармского горизонта нижнего девона северо-восточной части Варандей-Адзъвинской структурной зоны представлен сероцветной глинисто-карбонатной толщей, сложенной разнообразными по структуре и составу породами.

В целом преобладают карбонатные, в различной степени глинистые породы, среди которых выделено 9 основных структурно-литологических типов: известняки микритовые узловатые, узловато-слоистые и узловато-слоистые глинистые; известняки граноморфные со скелетными и нескелетными зернами; известняки комковато-сгустковые слоистые и неслоистые; известняки тонко- и микрозернистые; известняки глинистые; алевро-глинисто-карбонатные породы тонкослоистые; карбонатно-алевро-глинистые породы массивные и брекчиевиднослоистые; аргиллиты темно-серые и зеленовато-серые; алевролиты.

Породы всей толщи окрашены в основном в разные оттенки серого цвета от светлых до темных, почти черных, только в карбонатно-алевро-глинистых породах, аргиллитах и алевролитах появляются зеленовато-серые и темно-зеленовато-серые тона.

Текстуры пород, слагающих толщу, довольно разнообразны: узловатые, узловато-слоистые, слоистые, волнисто-слоистые, тонкослоистые, пятнисто-слоистые, пятнистые, массивные. Чаще всего текстуры подчеркиваются различной окраской элементов — относительно однородные «узлы» и «пятна» округлой и неправильной формы окрашены в светло-серый цвет, тонкая слоистость характерна для темно-серых разностей. Микроскопическими исследованиями установлено, что светлые участки пород представлены относительно «чистым» известняком пелитоморфной, тонко-микрозернистой структуры, темно-серые же известняки содержат значительное количество глинистого материала, обогащенного органическим веществом. Исключение составляют лишь граноморфные известняки, характеризующиеся светло-серой, реже серой окраской, глины практически не содержащие.

Биогенные остатки в тех или иных количествах встречены в породах всех структурно-литологических типов. Групповой состав биоты довольно постоянен: обломки панцирей трилобитов, скелетов иглокожих, раковин брахиопод, редко — фрагменты коралловых колоний, обрывки веточек мшанок, раковинки гастропод и их обломки, отдельные створки и целые раковинки остракод, обломки пелеципод, весьма редко — остатки цефалопод и тентакулит. Водорослевый материал представлен цианобактериальными комочками, сгустками, желваками сине-зеленых и чехлами зеленых (дазикладовых) водорослей.

В породах всего разреза встречен доломит, содержание которого изменяется в довольно широких пределах: от 3–5 до 50%. Детальное изучение проявлений доломитообразования позволило

карбонатов и определяет образование доломитов. Подробнее возможные механизмы доломитообразования в таких условиях, примеры симбатного развития микробных сообществ и формирования доломитов как в глобальном масштабе, так и в конкретных разрезах рассмотрены в работах В.Г. Кузнецова (2003, 2005).

Не рассматривая конкретных механизмов доломитообразования, Н.К. Фортунатова и др. (2005) отмечают, что раннедиагенетический доломит отличается большей правильностью очертаний и меньшей размерностью кристаллов — до 0,1 мм, что еще раз подтверждает предположение о диагенетичности доломита первого типа.

Образование доломитов второго типа, скорее всего, более традиционно — это продукт катагенетического преобразования первичных известняков, которое описывается схемой Гайдингера с образованием сульфатов кальция в качестве побочного продукта. Такие преобразования возможны в первоначально пористых разностях, где осуществляется относительно свободная фильтрация вод, в том числе сульфатно-магниевых. Вот почему этот тип доломитов связан с известняками граноморфной структуры.

Установленные типы доломитов и сопутствующих им сульфатов заставляют с большей осторожностью говорить о формировании отложений лохковского яруса нижнего девона в условиях осолоненной лагуны, по крайней мере в овинпармское время в северо-восточной части Варандей-Адзвинской структурной зоны. К тому же в этих отложениях встречены остатки разнообразной, в том числе стеногалинной фауны. Такого же взгляда на состояние солёности морского бассейна придерживаются А.И. Антошкина и др. (2012).

Литература

Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю. и др. Особенности палеозойской истории Североуральского осадочного бассейна // Вестник ИГ Коми НЦ УРО РАН. 2012. № 3. С. 15–23.

Зайцева Л.В., Орлеанский В.К., Герасименко Л.М., Ушатинская Г.Т. Роль цианобактерий в кристаллизации магниезальных кальцитов // Палеонтологический журнал. 2006. № 2. С. 14–20.

Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра. 1990. Кн. 1. 328 с.

Кузнецов В.Г. Эволюция доломитообразования и ее возможные причины // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 4. С. 49–66.

Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Геос, 2003. 262 с.

Фортунатова Н.К., Карцева О.А., Баранова А.В., Агафонова Г.В., Офман И.П. Атлас структурных компонентов карбонатных пород. М.: ВНИГНИ. 2005. 440 с.

Vasconcelos C., McKenzie J.A. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil) // Journal of Sedimentary Research. 1997. V. 67. № 3. P. 378–390.

Thompson J.B., Ferris F.G. Cyanobacterial precipitation of gypsum, calcite, magnesite from natural alkaline lake water // Geology. 1990. V. 18. P. 995–998.

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОЛВИНСКОГО МЕГАВАЛА

А.М. Зайцев

ЗАО «Пангея», Москва, zaytsev.alexey@gmail.com

Специфика методики выполнения данной работы состояла в том, что литологические исследования проводились на одних образцах, а петрофизические — по цилиндрам, выпиленным либо из локальных фрагментов этих образцов, либо из участков, непосредственно не охарактеризованных литологически. В этой связи однозначную характеристику ФЕС литотипов по отдельным образцам провести не представляется возможным.

На подготовительном этапе исследований была установлена определенная зависимость между показаниями ГИС и делением разреза на пачки: резкие смены значений практически везде характеризовали границу пачки (рис. 1). Вместе с тем литологическая характеристика

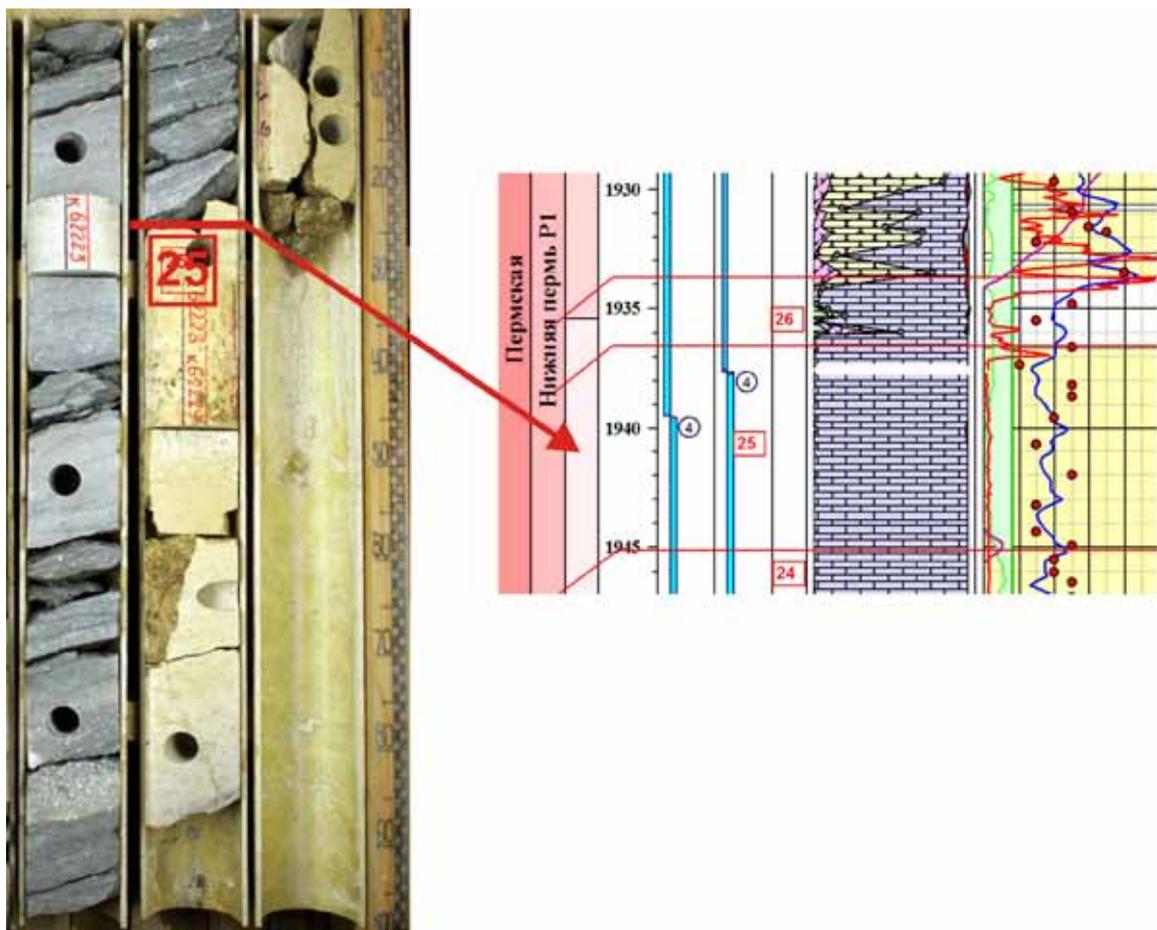


Рис. 1. Зависимость показаний ГИС и деления разреза на пачки

разрезов скважин по керну показала, что выделяющиеся в разрезе пачки достаточно однородны по набору слагающих их литотипов. Поэтому выборки петрофизических параметров по образцам, приуроченным к конкретным пачкам, могут рассматриваться для обоснованной характеристики соответствующих литотипов.

По литологическим и геофизическим данным разрез каждой скважины подразделяется в среднем на 30 пачек, большая часть которых имеет достаточно однородное строение.

Для установления закономерностей изменения вышеописанных параметров разрезы скважин были скоррелированы по комплексу литологических данных и ГИС. В ходе корреляции было выявлено литолого-фациальное замещение пород, слагающих отдельные элементы разрезов, которое обусловлено сменой условий осадконакопления.

Такой подход позволил вовлечь в статистический анализ петрофизических параметров отдельных литотипов большие массивы данных, которые составляют более 3000 позиций.

Для каждой пачки были определены средние значения параметров ФЕС — коэффициентов пористости и проницаемости. В дальнейшем эти статистические данные использовались для построения гистограмм.

Для установления более полной характеристики петрофизических параметров того или иного литотипа были построены гистограммы коэффициента пористости для каждого из них.

Полученные результаты оказались нетривиальными. Установлено, что каждый из выделенных литотипов характеризуется специфическим распределением пористости. Практически ни для одного из литотипов не установлено классического, нормального или логнормального распределения параметров. Кривые имеют бимодальный, тримодальный и в ряде случаев кватромодальный характер.

Тем самым были подтверждены предположения о различии структуры порового пространства выделенных литотипов, которое, в свою очередь, определяется структурно-

текстурными особенностями пород, такими как фаунистический состав, степень сохранности органических остатков, роль хемогенной составляющей карбонатных пород и др.

Поскольку эти особенности пород определяются условиями седиментации и в большой степени вторичными преобразованиями (кальцитизацией, перекристаллизацией и др.), то наблюдаемые петрофизические характеристики косвенно свидетельствуют о различиях условий их образования.

Дальнейшие исследования были призваны охарактеризовать закономерности пространственного распространения ФЕС исследуемых пород для получения наиболее точной информации о строении месторождения и возможности заключения последующих выводов о режиме разработки месторождения.

В пределах рассматриваемых разрезов были выделены следующие литотипы с более или менее значимым пустотным пространством:

- известняки микрокомковато-сгустковые водорослевые с органическим детритом пористые;
- известняки органогенно-обломочные криноидно-мшанковые с яснокристаллическим цементом (грейнстоуны однородные);
- известняки органогенно-обломочные фораминиферо-водорослевые с яснокристаллическим цементом (грейнстоуны);
- известняки биогермные тубифитовые (баундстоуны);
- известняки биогермные микрокодиевые (баундстоуны);
- известняки биогермные водорослевые (баундстоуны);
- известняки биогермные палеоаплизинные (баундстоуны).

Также было выделено несколько практически непроницаемых литотипов пород: вакстоунов и пакстоунов. Между выделенными литотипами существуют переходные различия. Например, для известняков биогермных микрокодиевых (баундстоунов) наблюдается бимодальное, а возможно, и тримодальное распределение коэффициента пористости (рис. 2).

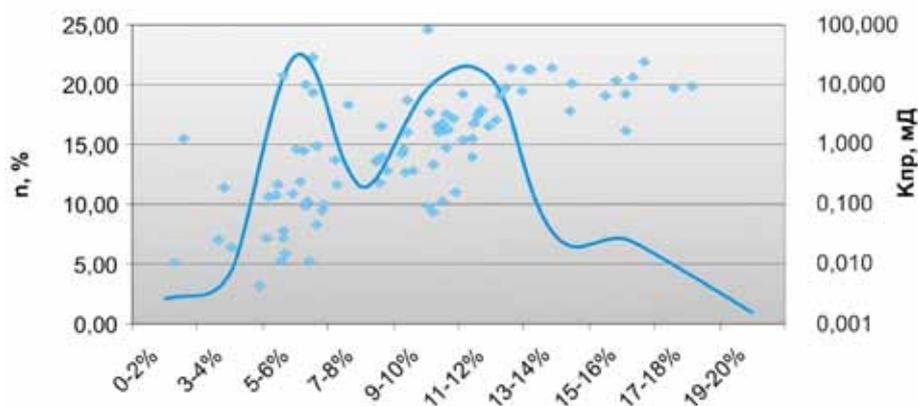


Рис. 2. График распределения Кп и Кпр в известняках биогермных микрокодиевых

Среднее значение пористости — 10,24 %. Пики Кп соответствуют значениям пористости: 6 %; 11–12 %. Это полностью соответствует наблюдающимся разновидностям этого литотипа. Относительно плотные различия представляют собой чередующиеся линзовидные и волнисто-слоистые фрагменты, сложенные собственно микрокодиевыми колониями и микрокомковато-сгустковой массой. Эти различия соответствуют захоронениям остатков микрокодий, отложившихся после переноса, что подтверждается их плохой сохранностью (рис. 3).

Наиболее выраженный пик со значениями пористости 11–12 % соответствует различиям, сложенным крупными однородными колониями, в которых развита межкристаллическая внутрикрасная пористость. Эти колонии характеризуются прижизненным захоронением и хорошей сохранностью (рис. 3).

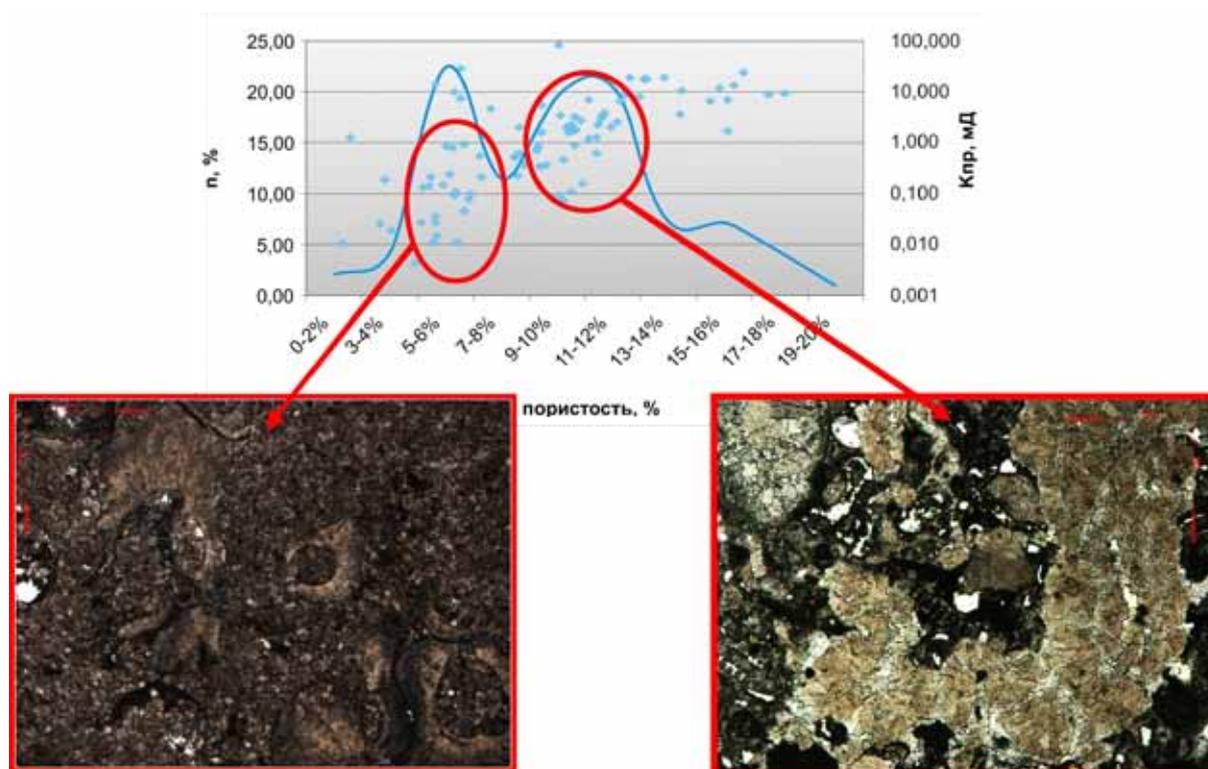


Рис. 3. Распределение ФЕС в известняках биогермных микрокриевых (баундстоунах) в зависимости от условий седиментации

Полученные данные показывают, что рассматриваемые разрезы скважин, разбивающиеся на большое количество пачек, весьма неоднородны по распределению фильтрационно-емкостных свойств в разрезе. При этом устанавливается, что породы, обладающие высокими емкостными свойствами, разделены значительными по мощности пачками низкопористых разностей. Это обстоятельство позволяет сделать предположение, что исследуемая залежь имеет не массивный, а массивно-пластовый или даже пластовый характер, что должно учитываться при выполнении подсчета запасов рассматриваемого месторождения и при выборе системы разработки месторождения.

Полученные данные позволяют однозначно заявить, что распространение «хороших» коллекторов в разрезе носит весьма избирательный характер и некоторые фундаментальные закономерности можно установить уже сейчас. Первичные особенности и результаты вторичных процессов отражаются на ФЕС пород крайне неравномерно, по сути, образуя новые подтипы пород.

Литература

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. В 3 томах. М.: Гос. научн.-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1963–1973.

Багринцева К.И., Дмитриевский А.Н., Бочко Р.А. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М. 264 с.

Багринцева К.И. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. М.: РГГУ, 1999 (II). 285 с.

Королюк И.К., Михайлова М.В. и др. Ископаемые органические постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М.: Наука, 1975. 236 с.

Маслов В.П. Атлас породообразующих организмов. М.: Наука, 1973. 267 с.

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ (БАЖЕНОВСКАЯ СВИТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА)

Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова, В.Г. Эдер

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
Zaninyn@ipgg.sbras.ru*

Баженовская свита верхней юры (волжский ярус (титон) и низы берриаса) Западно-Сибирского морского бассейна, определяемая в качестве черносланцевой по содержанию органического углерода в ее породах в количестве более 1 %, при относительно небольшой мощности, преимущественно 20–30 м, реже до 60–80 м, имеет площадь распространения более 1 млн км². Свита рассматривается как основная материнская толща для формирования залежей нефти Западной Сибири, а в настоящее время — как главный в стране объект для получения т.н. сланцевых нефти и газа. Литология баженовской свиты изучалась многими исследователями. Материал, полученный нашими предшественниками, огромен и весьма представительен. Основные результаты этих работ приведены в наших публикациях и останавливаться здесь на них мы, к сожалению, возможности не имеем. Наша небольшая группа начала работу по изучению литологии баженовской свиты по поручению А.Э. Конторовича в 1994 г. Методы, используемые нами, являются общепринятыми при литологических исследованиях: детальное полевое изучение материала, в нашем случае керна, петрографические и электронномикроскопические исследования, химический (в т.ч. инструментальный) анализ материала на содержание макро- и микрокомпонентов, рентгеновский анализ пород и глинистой фракции, текстурный и структурный анализы, определение солёности среды седиментации. Важным представлялся анализ темпа седиментации отложений различного состава. Для нас новым был пересчет химических анализов на минеральный состав по методике О.М. Розена и Ю.А. Нистратова и анализ форм железа в солянокислых вытяжках с интерпретацией результатов методом расчета степени пиритизации железа. Указанный показатель использовался для реконструкции окислительно-восстановительных условий формирования отложений, так же как и отношение Mo/Mn. В процессе работ с различной степенью детальности нам удалось ознакомиться с разрезами баженовской свиты во всех основных областях ее развития: в центральной, западной, восточной, северной, южной частях Западно-Сибирского бассейна, а также с обрамляющими баженовскую свиту с востока ее стратиграфическими, а отчасти литологическими аналогами — марьяновской (Замирайлова и др., 2011) и январьстанской свитами (Попов и др., 2008).

В области вещественного состава баженовской свиты что-то было выявлено и изучено нами впервые, что-то было известно, но не изучалось, что-то изучалось достаточно квалифицированно, и эта работа нами была лишь продолжена. Ниже мы излагаем полученные нами материалы главным образом в порядке их получения, хотя и не всегда следуем этому правилу.

1. Пересчет химических анализов пород баженовской свиты на минеральный состав и выделение их двух главных типов. Уже по керну породы баженовской свиты четко разделяются на две группы: глинистые породы разной степени плотности и плотные глинисто-кремнистые породы. Для детализации минералогического состава каждой из этих групп, а также пород т.н. аномальных разрезов мы использовали метод О.М. Розена и Ю.А. Нистратова, впервые примененного для баженовской свиты С.В. Сараевым. Полученный материал позволил четко выделить по преобладающему минералогическому составу две группы пород: аргиллиты и глинисто-кремнистые (баженовиты). Гистограмма частотного распределения глинистого материала четко разделила породы с повышенным и пониженным его содержанием с границей по содержанию глины в 40 % (Конторович и др., 1998; Занин и др., 1999, 2005). Многими исследователями породы свиты определялись как битуминозные аргиллиты (глинистые породы) или битуминозные сланцы. Термин «битуминозные» появился, как можно думать, стихийно; породы свиты в соответствии с международной практикой следует именовать «углеродистыми»,

т.к. реально битумы (твердые битумы) в них редки. При этом аргиллиты в составе свиты отнюдь не являются ведущим компонентом, содержание их оценивается на уровне 1/3 от ее объема, и таким образом определять свиту этим термином в целом нельзя. В равной мере свиту, строго говоря, нельзя определять как сланцевую, поскольку сланцеватость, т.е. способность породы расщепляться на тонкие пластины, для нее не характерна. Мы именуем ее «черносланцевой» исключительно традиционно, следуя международной практике для подобных толщ.

2. Твердые битумы. Твердые битумы в породах баженовской свиты отмечались неоднократно, но изучения их ранее не проводилось. Нам удалось подобрать небольшую коллекцию твердых битумов свиты, и наряду с изучением их литологическими методами, мы привлекли к этой работе и геохимиков-органиков. Твердые битумы наблюдаются в породах свиты в виде линз толщиной не более первых сантиметров, а также заполнений полостей онихитес. По результатам изучения (Конторович и др., 1999), они были отнесены к классу керитов (альбертитов).

3. Следы инфауны, т.е. организмов, обитающих в осадке, до наших работ в баженовской свите известны не были. Нами они выявлены в ряде скважин, но первое описание их мы опубликовали по находкам в высокоуглеродистых породах по одной из скважин Томской области. Ширина ходов инфауны 0,1–0,5 мм. Выявление и описание этих форм было сделано нашей литологической группой, но мы привлекли к этой работе В.А. Захарова, который определил, что данные следы инфауны близки к ихнофагии *Zoophycos*. По нашему предложению В.А. Захаров выступил в качестве первого автора публикации (Захаров и др., 1998). Позднее (Эдер и др., 2003) ихнофагии *Zoophycos* были описаны также и в аргиллитах, а в глинисто-кремнистой породе выявлены следы ихнофагий *Chondrites*. Было показано, таким образом, присутствие некоторого количества кислорода не только в придонных водах бассейна, но и в осадке.

4. Уголь-сапропелит. Уголь в баженовской свите выявлен впервые. Он встречен в керне двух скважин в виде слоев толщиной 0,5–0,7 см, чередующихся с глинистым материалом (Замирайлова и др., 2000). По результатам углепетрографического анализа, проведенного А.М. Фоминым, органическое вещество угля имеет сапропелевую природу, что отвечает установленной ранее преобладающей природе органического вещества углеродистых пород свиты. Обращает на себя внимание пониженное содержание в угле по сравнению с вмещающими породами таких халькофильных элементов, как Zn, Cd, Cu, а также V, Ni и повышенное — Mo, Mn.

5. Известковый нанопланктон. Известковые нанофоссилии (кокколитофориды) марьяновской свиты, которая в центральной части бассейна интерпретируется в настоящее время как баженовская, ранее детально изучались в световом микроскопе В.Н. Векшиной. Мы продолжили эти работы на уровне электронного сканирующего микроскопа. Некоторые из полученных нами форм в литературе известны и отвечают стратиграфическому интервалу, включающему в т. ч. титон-берриас, другие являются новыми (Zanin et al., 2012).

6. Типы, текстуры и структуры пород баженовской свиты. Разрезы (и породы) свиты принято разделять на нормальные, сложенные аргиллитами и глинисто-кремнистыми породами, включая силициты, и аномальные, представленные аргиллитами алевритистыми, глинисто-алевритово-(мелкопесчаными) породами. По макротекстуре те и другие породы массивные. Глинисто-кремнистые породы коричневатые, с сильным «нефтяным» запахом, весьма прочные, но дающие ровный гладкий скол, параллельный напластованию. Массивной или тонколинзовидно-слоистой является и их микротекстура с частыми реликтами радиолярий, порой с ходами инфауны. Что же касается аргиллитов нормальных разрезов, то они, как и глинисто-кремнистые породы, лишены в керне макрослоистости, при расколе характеризуются раковым изломом. В шлифах в аргиллитах часто наблюдается тонкая слоистая или (чаще) линзовидно-слоистая микротекстура. Линейность и линзовидность подчеркиваются присутствием органического вещества (Занин и др., 2005; Zanin et al., 2008; Эдер и др., 2012). В небольшом количестве в свите присутствуют известняки и доломиты. В.Г. Эдер (2002) для выделения и классификации пород баженовской свиты использовал кластерный анализ.

7. Структура и типы разрезов баженовской свиты. Глубины залегания баженовской свиты (по ее подошве) по изученному материалу колеблются в интервале 1100–3850 м, при этом меньшие мощности отвечают западной части бассейна. Мощность свиты в большинстве случаев

составляет 20–30 м при колебаниях от 10 до 60 м. При этом, по крайней мере, в одном случае в западной части бассейна она равна нулю. Мощности слоев (пластов) аргиллитов и глинисто-кремнистых пород колеблются в широком диапазоне от сантиметров до метров, а иногда — и до нескольких десятков метров. Аргиллиты, занимающие в свите подчиненное положение, могут наблюдаться как в нижней, так и в средней и верхней ее частях, а в некоторых разрезах вообще отсутствуют. Аномальные пачки, характеризуемые глинисто-алевритово-мелкопесчаными породами, по двум изучавшимся нами скважинам имеют мощности 2,55 и 8,25 м. В рамках нашей работы в свите выделяется семь основных типов ее разрезов (Эдер, 2006; Эдер и др., 2012).

8. Распределение органического углерода. Проведенные ранее исследования свидетельствуют о приуроченности повышенных содержаний органического углерода к средней части бассейна, а именно к области Среднего Приобья. Наиболее высокое содержание углерода характеризует глинисто-кремнистые породы, существенно пониженное — аргиллиты и минимальное — породы аномальных пачек. В то же время породы с наиболее высоким содержанием кварца характеризуются не повышенным, а пониженным содержанием органического углерода (Занин и др., 1997; Занин и др., 2005; Zanin et al., 2008).

9. Соленость бассейна. Соленость вод бассейна определялась по отношению В/Ga. По одной из выборок значение этого отношения для глинисто-кремнистой породы составило 11,09, для аргиллита — 7,17. По оценкам Е.П. Акульшиной, полученное значение бор-галлиевого отношения для глинисто-кремнистых пород отвечает нормально-морским уровням солености, для аргиллитов — ближе к опресненным.

10. Окислительно-восстановительные условия среды формирования отложений. Степень пиритизации железа, определяемая отношением железа пиритного к сумме железа пиритного и растворимого в соляной кислоте, составила для глинисто-кремнистых пород 0,86, для аргиллитов — 0,49, для пород аномальных пачек — 0,1. Первая из этих цифр указывает на высоко восстановительный режим среды, вторая — на умеренно восстановительный, третья, по Р. Райсвеллу с соавторами, — на окислительный, определяемый нами как переходный от слабо восстановительного к окислительному.

11. Темп седиментации и главные седиментационные системы. Средний темп седиментации отложений свиты определяется простым расчетом, но говорить о сравнительном темпе формирования отдельных типов слагающих ее пород можно лишь по косвенным признакам. Такими признаками являются показатели солености, содержание в породах органического углерода, их фаунистическая характеристика, отчасти петрографический состав. Такой комплексный анализ показал, что темп седиментации нарастал от глинисто-кремнистых пород (фоновая седиментация) к аргиллитам, материал которых рассматривается как продукт выпадения из мутьевых потоков, и далее — к породам аномальных разрезов, природа которых предполагается различной: отложения подводных частей дельт, каньонов, дебрисные, а также турбидитные образования (Занин и др., 1997; Занин и др., 2005; Zanin et al., 2008; Эдер и др., 2012).

В ряде публикаций (Эдер, 2001; Занин и др., 2003а, б, 2008, 2009, 2011; Zanin et al., 2010) приведены некоторые дополнительные полученные нами материалы по составу и условиям формирования баженовской свиты, здесь не рассматриваемые.

Главной особенностью проведенной работы является анализ условий формирования пород баженовской свиты не для всей их совокупности в целом, как это делалось ранее, а для главных их типов раздельно. Три основных взаимосвязанных фактора характеризуют различные типы отложений баженовской свиты: их состав, темп седиментации, окислительно-восстановительные условия формирования. Сочетание этих факторов определяет три типа седиментационных систем при формировании отложений свиты: медленное фоновое осадконакопление в условиях высоковосстановительного режима с формированием глинисто-кремнистых пород; более быстрая седиментация преимущественно глинистого материала из турбидитных потоков в условиях пониженного восстановительного режима с формированием аргиллитов; наиболее быстрое выпадение относительно крупнозернистого материала в геохимических условиях, переходных от слабо восстановительных к окислительным из потоков, возможно, различной природы.

Литература

- Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Ян П.А. Состав и условия формирования марьяновской свиты верхней юры-нижнего мела (юго-восточная часть Западно-Сибирского морского бассейна) // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 1. С. 47–66.
- Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Фомин А.Н. Уголь-сапропелит в баженовской свите Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 9. С. 1341–1344.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Давыдов Д.Ю., Меленевский В.Н. Корреляционные связи органического вещества с минеральными компонентами в баженовской свите // Геология нефти и газа. 1997. № 1. С. 23–25.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Левчук М.А., Писарева Г.М. К литологической характеристике верхнеюрских углеродистых отложений баженовского горизонта в западной части Западно-Сибирской плиты (Шаимский район) // Литосфера. 2003а. № 2. С. 28–39.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Лившиц В.Р., Эдер В.Г. О роли скелетного и бесскелетного материала в формировании органического вещества баженовской свиты // Геология и геофизика. 2008. № 4. С. 357–366.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Меленевский В.Н., Давыдов Д.Ю. О двух вещественно-генетических типах черных сланцев баженовской свиты // Доклады РАН. 1999. Т. 368, № 1. С. 91–94.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Роль верхнеюрского-нижнемелового выветривания Урала в формировании отложений георгиевского и баженовского горизонтов Западно-Сибирской плиты // Вестник Томского Государственного университета. Серия наук о Земле. 2003б. № 3 (II). С. 257–259.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Некоторые вопросы формирования баженовской свиты в области Среднего Приобья // Литосфера. 2005. № 4. С. 118–135.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г., Красавчиков В.О. Редкоземельные элементы в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна // Литосфера. 2011. № 6. С. 38–54.
- Занин Ю.Н., Писарева Г.М., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Мелантерит и ссомольнокит как продукты выветривания пирита баженовской свиты // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 3. С. 294–296.
- Захаров В.А., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. Первая находка следов жизнедеятельности в высокоуглеродистых черных сланцах баженовской свиты // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 6. С. 402–405.
- Конторович А.Э., Занин Ю.Н., Меленевский В.Н., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н., Давыдов Д.Ю. Твердые битумы баженовской свиты Западно-Сибирской плиты и главные особенности их геохимии // Гео. 1999. № 8. С. 888–896.
- Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Казаненков В.А., Казарбин В.В., Махнева Е.Н., Ямкова Л.С. Литология, органическая геохимия и условия формирования основных типов пород баженовской свиты (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1477–1491.
- Попов А.Ю., Вакуленко Л.Г., Занин Ю.Н. Литолого-фациальная характеристика яновстанской свиты по керновому материалу скважины 2099-Хальмерпаютинской (северо-восток Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2008. № 6. С. 27–34.
- Эдер В.Г. Применение кластерного анализа для выделения типов пород баженовской свиты по содержанию основных породообразующих окислов // Геохимия, 2002. № 2. С. 233–238.
- Эдер В.Г. Некоторые типы разрезов верхнеюрских баженовской и георгиевской свит Обь-Иртышского Междуречья // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. С. 746–754.
- Эдер В.Г., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. Ихнофоссилии баженовской и георгиевской свит верхней юры Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2003. Т. 44, № 6. С. 517–524.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н. Основные типы разрезов и микротекстуры баженовской свиты // Фациальный анализ в нефтегазовой литологии. 2012. Издательство Томского политехнического института. 2006. С. 156–166.
- Эдер В.Г., Красавчиков В.О., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. Связь содержаний органического углерода с породообразующими элементами в породах баженовской свиты Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 3. С. 274–281.
- Zanin Y.N., Eder V.G., Zamirailova A.G. Composition and formation environments of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous black shale Bazhenov Formation (the central part of the West Siberian Basin) // Marine and Petroleum Geology. 2008. № 4. P. 289–306.
- Zanin Yu.N., Eder V.G., Zamirailova A.G., Krasavchikov V.O. Models of the REE distribution in the black shale Bazhenov Formation of the West Siberian marine basin, Russia // Chemie der Erde. 2010. V. 70. № 4. P. 363–374.
- Zanin Y.N., Zamirailova A.G., Eder V.G. Some calcareous nannofossils from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Bazhenov Formation of the West Siberian Marine Basin, Russia // The Open Geology Journal. 2012. V. 6. P. 25–31.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА

И.П. Зинатуллина

Казанский поволжский федеральный университет, институт геологии и нефтяных технологий, Казань, izinatul@yandex.ru

Одним из объектов разработки, с которым связаны потенциалы прироста запасов углеводородного сырья Западного региона Волго-Уральской провинции, являются отложения визейского яруса.

Количественная интерпретация геофизических материалов в Татарстане проводится по комплексу радиоактивных методов (НГМ-ГМ). Данные нейтронных методов отражают суммарное водонефте содержание горных пород, определяющее в терригенных отложениях не столько их пористость, сколько содержание глинистого материала в породах. Данные гамма метода также зависят преимущественно от глинистости и в общем случае неоднозначно связаны с коэффициентом пористости.

Изучение терригенных коллекторов визейского яруса на западном склоне Южно-Татарского свода (ЮТС) выполняется с целью выявления их минералого-петрографических и фациальных особенностей и связи с ними физических параметров пород.

Систематизация и анализ накопившегося за годы разработки месторождений ЮТС большого количества материалов по петрофизическим свойствам и гранулометрическому составу коллекторов, дополненные изучением их минералого-петрографических особенностей, дадут возможность выделить литотипы в тульско-бобриковско-радаевских продуктивных горизонтах, которые могут быть использованы для уточнения промысловой классификации пластов.

Разработка многопластовой залежи в условиях литологической изменчивости вмещающих отложений связана с большими трудностями и требует индивидуального подхода к каждому объекту. Изучение взаимоотношения факторов, обуславливающих ту или иную морфологию структуры порового пространства, привлечение геофизической характеристики пластов и использование методов фациального анализа позволит наметить некоторые закономерности в изменении коллекторских свойств пород как по толщине пласта, так и в границах его распространения по площади.

Для решения поставленных задач изучен имеющийся геологический, геолого-геофизический материал по Архангельскому, Ашальчинскому, Ивинскому, Нижне-Уральскому, Соколо-Сарапалинскому, Сиреневскому, Старо-Кадеевскому, Тавельскому, Ульяновскому, Шереметьевскому, Ямашинскому месторождениям, которые в тектоническом плане приурочены к западному и северо-западному склону ЮТС.

Для выявления основных типов пород-коллекторов визейского яруса проанализирован имеющийся керновый материал (емкостно-фильтрационные параметры более 5000 образцов) по вышеуказанным месторождениям. Для уточнения структуры порового пространства, состава обломочной части, типа и состава цемента исследовались прозрачные петрографические шлифы (300 шт.). Проведен анализ гранулометрического состава терригенных пород для выделения литотипов, характерных для каждого горизонта.

Проанализированные коллекторские свойства пород (более 2000 обр.) привязаны к пласто-пересечениям и сопоставлены с емкостно-фильтрационными свойствами пластов, определенными геофизическими методами. Визуальные макро- и микроисследования под поляризационным микроскопом позволили уточнить структуру порового пространства по типам пород, выделить виды цемента и определить его влияние на петрофизические свойства коллекторов.

Данные гранулометрического состава коллекторов были использованы для построения кумулятивных кривых. Графические построения фракционного состава образцов были

выполнены для тульских и бобриковско-радаевских отложений отдельно. Для получения количественных представлений о характере отсортированности обломочного материала в коллекторах продуктивного горизонта проведена обработка кумулятивных кривых статистическим методом, в результате которой получены коэффициенты сортировки (S_o), медианный диаметр зерен (M_d) и коэффициент асимметрии (S_r). Они дают относительное представление о лучшей, средней и худшей сортировке обломочного материала в пластах-коллекторах продуктивного горизонта.

Пласты тульского горизонта представлены песчаниками среднезернистыми — 6 %, песчаниками мелкозернистыми — 34 % и алевритовыми — 34 %, реже алевролитами крупнозернистыми нефтенасыщенными — 9 %. На породы алеврито-углисто-глинистые приходится 17 %, которые не содержат нефть и являются неколлекторами. Среднезернистые песчаники и алевролиты встречаются в разрезе тульского горизонта довольно редко и в виде тонких прослоек.

В нефтенасыщенных песчаниках тульского горизонта пелитовая фракция не превышает 6 % и составляет в среднем 3 %. Порода-неколлекторы без признаков нефти содержат пелитовую фракцию более 10 %.

При изучении пород под микроскопом оказалось, что на 90 % песчаники состоят из кварца. Кроме зерен кварца встречаются обломки кварцита, полевых шпатов, зерна турмалина, циркона, пластинки мусковита.

Структура порового пространства межзерновая (Троепольский, Эллерн, 1964; Симанович, 1978). Укладка зерен средней плотности, встречаются сростки зерен, многочисленные цепочки, участками рыхлая укладка. Поры изометричной формы многочисленные, размерностью 0,08–0,1 мм.

В тульских песчаниках встречаются прослои алевритового материала, хорошо отсортированного, с горизонтальными углистыми прожилками. Кроме того, встречается глинистый материал в виде локальных участков неправильной формы. Среди глинистых минералов довольно часто встречается мусковит.

Кроме глинистого цемента часто встречается пирит, образующий цемент базального типа, который практически наполовину заполняет поровое пространство в шлифе, а также развивается по органическим остаткам. Пиритовый цемент характерен для зон водонефтяного контакта. Также отмечаются включения кальцита и ангидрита. Кальцитовый цемент бывает базального типа, занимает иногда до 80% объема шлифа — в таких случаях порода является неколлектором.

В тульском горизонте пористость в эффективных нефтенасыщенных пластах изменяется от 9,3 % до 28,4 %, проницаемость в пределах $(16,4–1217) \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$, связанная вода от 13,19 до 31,7 %.

Песчаники и алевролиты тульского возраста образовались в прибрежно-морской обстановке, о чем свидетельствуют следующие признаки: слоистость, размерность кварцевых зерен, сортировка обломочного материала; многочисленные включения углистого, карбонатного материала свидетельствуют о неспокойном гидродинамическом режиме моря. Большое количество растительного материала сносилось с суши морем в зону осаждения песчаного материала. Продуктивные пласты тульского горизонта приурочены к пластовым залежам структурного типа, толщина их варьирует от 1 до 8 м.

Продуктивные пласты бобриковского и радаевского горизонтов представлены песчаниками разнозернистыми, мелкозернистыми, алевритовыми, алевролитами нефтенасыщенными, песчаниками с карбонатным цементом и смешанными по фракционному составу породами — алеврито-углисто-глинистые песчаниками, которые не содержат нефть и являются неколлекторами.

В бобриковском и радаевском горизонтах по керну встречаются в основном разнозернистые песчаники (46 %), на песчаники мелкозернистые алевритовые и алевролиты крупнозернистые, соответственно, приходится 3, 6 и 11 %. На песчаники с карбонатным цементом приходится 22 %. Это песчаники среднезернистые, мелкозернистые и алевритовые; присутствие карбонатного цемента несколько меняет первоначальную структуру пор, поровое пространство существенно

уменьшается. В некоторых случаях цемент заполняет 80 % порового пространства, тем самым порода-коллектор становится непроницаемой. Породы-неколлекторы в исследуемых горизонтах составляют 12 %.

В песчаниках алевритовых и алевролитах крупнозернистых содержание пелитовой фракции незначительно: 3 % и 5 %.

Песчаники и алевролиты исследуемых горизонтов мономинеральны, состоят на 90 % из кварца. Кроме кварца встречаются единичные зерна турмалина, кварцита, полевых шпатов, циркона.

Среди мелкозернистых песчаников встречаются тонкие прослои среднезернистых песчаников. Структура порового пространства межзерновая. Укладка зерен рыхлая, средней плотности. Контакты между зернами линейные и точечные. В песчаниках, где отмечается среднезернистая фракция, укладка рыхлая, лишь наблюдаются отдельные цепочки сростков зерен.

Цементирующим материалом является глинисто-углистый материал, представленный многочисленными тончайшими прожилками толщиной 0,6–1,0 мм, прерывистыми, параллельными напластованию, слабоволнистыми, расположенными часто кулисообразно, иногда с выделениями пирита по ним. Кальцитовый цемент выделяется локально, участками пойкилитового типа.

В рыхлых хорошо отсортированных песчаниках пористость в среднем составляет 24 %, в песчаниках с углисто-глинистыми включениями, с пиритовым цементом пористость снижается до 20 %. В пластах с кальцитовым цементом пористость изменяется от 15 до 18 %, а проницаемость в пределах $(296–1217) \cdot 10^{-3}$ мкм².

Неоднородность пласта связана с включениями углисто-глинистого материала, пирита и кальцита, которые значительно ухудшают коллекторские свойства.

В бобриковско-радаевском горизонтах пористость в эффективных нефтенасыщенных прослоях изменяется от 10,1 до 32,8 %, проницаемость в пределах $(27,9–6551) \cdot 10^{-3}$ мкм², связанная вода от 0,89 % до 43,6 %.

В отличие от тульского горизонта в бобриковско-радаевском горизонтах преобладают песчаники разно- и среднезернистые, встречаются породы с карбонатным цементом. По своей минералогической характеристике они кварцевые с примесью акцессорных минералов до 1–5 %.

По величине пористости и проницаемости к песчаникам мелкозернистым близки песчаники алевритовые. Крупнозернистые алевролиты имеют пористость и проницаемость значительно меньше. Алевролиты разнозернистые и песчано-алевроито-углисто-глинистые породы являются неколлекторами. Увеличение содержания мелкоалевроитовой фракции в разнозернистых алевролитах заметно ухудшает их коллекторские свойства и особенно отрицательно сказывается на проницаемости. Поскольку к мелкоалевроитовой фракции по условиям осаждения близок глинистый материал (<0,01 мм), то обычно увеличение процентного содержания в коллекторе мелкоалевроитовой фракции сопровождается увеличением глинистой примеси, содержание которой >5 % существенно ухудшает пористость и в большей степени проницаемость коллектора. В пластах коллектора содержание пелитовой фракции довольно низкое и не превышает 3 %.

Бобриковско-радаевские песчаные породы, в отличие от тульских, образовались в других фаціальных условиях. Они осаждались в континентальных условиях — в долинах рек.

Таким образом, породы-коллекторы тульского и бобриковско-радаевского горизонтов осаждались в различных фаціальных условиях, имеют некоторое сходство в размерности зерен кварца, для обоих горизонтов характерно преобладание определенного типа пород. Для бобриковско-радаевского горизонтов характерна грубость песчаного материала, так как условия образования этих отложений континентальные, тульские же песчаники формировались в прибрежно-мелководных условиях.

Петрофизические особенности данных пород связаны с различными видами цемента и его количеством, так, для обоих горизонтов характерна углистость, небольшая глинистость, пиритизация, но наличие карбонатного цемента характерно для бобриковско-радаевского горизонта.

Для определения сортировки обломочного материала, который влияет на скелет породы и, как следствие, на петрофизические зависимости, используемые для определения емкостных свойств, использовались построения кумулятивных кривых. При подсчете средних коэффициентов сортировки по пластам наметились следующие особенности.

Сортировка «обломочного» материала в бобриковско-радаевских пластах оказалась несколько хуже, чем в тульских пластах, то же самое отмечается при описании шлифов. Ухудшение сортировки в этих пластах в одних случаях связано с присутствием мелкоалевритовой, в других — среднезернистой песчаной фракции. Плохая сортировка характерна для аллювиальных отложений.

Изменения медианного диаметра и коэффициента асимметрии по пластам продуктивного горизонта различны: часто относительно низкая степень сортировки отмечается при малой величине медианного диаметра. Эти явления объясняются изменениями в гидродинамическом режиме бассейна.

Продуктивные породы визейского яруса, сложенные терригенными породами, сформированы в различных фациальных условиях. Тульские пласты образовались в прибрежно-морских условиях. Для этого горизонта породы-коллекторы, отличающиеся высокими коллекторскими свойствами представлены мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами.

В бобриковско-радаевское время существовали континентальные условия осадкообразования. Речные потоки формировали аллювиальные отложения, протяженность которых составила многие десятки километров. Для них характерно преобладание грубозернистых песчаников и песчаников с карбонатным цементом.

Содержание пелитовой фракции составляет в высокопроницаемых песчаниках не более 1,5–3 %, максимально высокое — 6 % встречается в алевролитах крупнозернистых низкопроницаемых.

Тонкодисперсная часть неоднородна и состоит из кварца, кальцита, глинистых минералов, углистого материала, пирита. Объемная глинистость в породах-коллекторах очень редко превышает 2 %. Повышение уровня радиоактивности в таких породах не всегда связано с глинистостью, а связано, возможно, с повышенным содержанием аксессуарных минералов.

По взаимоотношению цемента с обломочными зернами выделяются следующие типы цементов: пленочный, контактовый, поровый, базальный. Причем при равномерном распределении порового и базального цемента порода теряет первоначальную пористость и переходит в группу неколлекторов.

Различие в структуре порового пространства, наличие различных видов цемента обуславливает различие и в петрофизических характеристиках пород-коллекторов разных фациальных групп.

Количественный и качественный состав цемента неодинаково влияет на петрофизические свойства пород-коллекторов, и, как следствие, нередко существует недостоверная информация об емкостно-фильтрационных свойствах коллекторов, определенных методами ГИС. В связи с этим требуется детальное уточнение промысловой классификации пород-коллекторов.

Литература

Тропольский В.И., Эллен С.С. Геологическое строение и нефтеносность Аксубаево-Мелекесской депрессии. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1964. 657 с.

Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 155 с.

О ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСНОВНЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.Н. Зинчук, М.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

В последние годы поисковые работы на алмазы широко развиваются на новых площадях распространения верхнепалеозойских отложений и в первую очередь в пределах Малоботуобинского, Моркокинского и Далдыно-Алакитского алмазоносных районов, расположенных, соответственно, в юго-восточной, центральной и северо-восточной частях восточного борта Тунгусской синеклизы (Зинчук, 1981; Егоров и др., 2003). С целью выяснения условий размыва и переотложения продуктов древних кор выветривания, степени их постседиментационных преобразований в процессе таких работ проводится (Хмелевский и др., 1978; Зинчук, Борис, 1981а,б; Зинчук и др., 2004) комплексное изучение вещественного состава элювия на различных породах, а также осадочных верхнепалеозойских отложений описываемой территории. При этом наиболее детально исследованы разрезы верхнепалеозойских отложений и развитых в районах их распространения древних кор выветривания в Малоботуобинском алмазоносном районе. В верхнепалеозойских разрезах последнего выделяются континентальные образования лапчанской (P_1l), ботуобинской (P_1b) и боруллойской (P_2bl) свит. Лапчанская свита (до 25 м) представлена темно-серыми глинами и алевритами с прослоями песков. В нижней части, сложенной в основном продуктами переотложения верхнедевонской-нижнекаменноугольной коры выветривания, иногда появляются прослои (линзы) гравелитов, галечников и брекчий мощностью до 0,8 м. Ботуобинская свита (60–70 м) залегает с признаками размыва на лапчанской свите или на эродированной поверхности нижнего палеозоя. В составе ее различают две подсвиты. Нижняя (50–55 м) сложена зеленовато-серыми мелко-, средне-, редко крупнозернистыми песками, выше — темно-серыми плотными глинами, алевритами с прослоями мелкозернистых песков и углисто-глинистых образований. Верхняя подсвита (10–12 м) представлена зеленовато-серыми тонкозернистыми песками и алевритами. Боруллойская свита (90–100 м) с размывом перекрывает различные горизонты ботуобинской свиты и нижнего палеозоя. Она также разделена на нижнюю (50–65 м) и верхнюю (до 35 м) подсвиты. Низы разреза (10–15 м) образованы зеленовато- и желтовато-серыми средне-, крупнозернистыми песками, базальными гравелитами и галечниками мощностью до 2 м. Выше развиты глины, алевролиты с маломощными прослоями углей, на которых с размывом залегает пачка (30–40 м) желтовато-серых средне- и мелкозернистых песков. Верхняя часть нижней подсвиты представлена темно-серыми алевролитами, плотными глинами и углстыми образованиями. Верхняя подсвита сложена белесыми мелко- и среднезернистыми песками.

Вещественный состав верхнепалеозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов Сибирской платформы (СП), а также фациальные особенности их формирования показывают, что осадки, слагающие эти толщи, позже подверглись воздействию диагенетических и гипергенных процессов. Диагенетические процессы выразились прежде всего в установлении физико-химического равновесия исходных осадков, вызванных действием различных компонентов (гидроксиды железа, органическое вещество и др.). В диагенетический этап формирования пород произошло некоторое их уплотнение и частичная литификация, не достигшие, однако, регионального развития, так как большая часть исследуемых пород находится в рыхлом или слабо сцементированном состоянии, а глинистые породы сравнительно легко размокают в воде (Зинчук, 1981; Зинчук и др., 2004). Одной из причин этого явилось то, что исследуемые верхнепалеозойские образования не опускались глубже в стратисферу, а залегают на небольших глубинах, не превышающих первых сотен метров. Поэтому они не подвергались воздействию значительных давлений и температур. Диагенетические процессы отражены в изученных отложениях наличием ряда аутигенных минералов-новообразований, возникших на разных стадиях литификации осадков. Наиболее широко развитыми диагенетическими

минералами в нижних частях верхнепалеозойских осадочных толщ являются сидерит, пирит и гидроксиды железа. В процессе диагенеза возникла также часть кремнистых и глинистых минералов. *Сидерит* очень широко развит в отложениях отдельных фаций верхнего палеозоя, где он встречается во всех разностях пород — от грубообломочных до пелитовых. Представлен он выделениями различной формы и размеров (от микроскопических стяжений, рассеянных в породах, до достаточно крупных конкреций и сферолитов). Нередко сидерит образует цемент породы. Особенно много его в глинистых гравелитах ланчанской свиты, где он связан, вероятно, с более поздними гипергенными процессами. В породах других толщ верхнего палеозоя он встречается заметно реже. Сидерит образуется при низких значениях окислительно-восстановительного потенциала ($Eh \approx 0$) и достаточно изменчивых величинах pH среды, т.е. относится ко второму этапу диагенеза (Страхов, 1963) — этапу восстановительного минералообразования. Учитывая континентальное происхождение обогащенных сидеритом верхнепалеозойских отложений, можно считать, что он возник в осадке на глубине, обеспечивающей его изоляцию от активного влияния свободного кислорода поверхностных вод и атмосферы. Достаточно широко распространены в верхнепалеозойских отложениях различные формы *пирита*, который отмечен в виде мельчайших образований (рассеянных в породах), более крупных конкреций агрегатного строения, отдельных кристаллов и их сростков, псевдоморфоз по органическим (преимущественно растительным) остаткам и нередко как цемент грубозернистых пород. Пиритовый цемент довольно часто присутствует в гравийно-песчаных породах, где создает крупные сростки кластических частиц. Образуется пирит (Страхов, 1963) в условиях восстановительной среды ($Eh < 0$) при изменчивых значениях pH, поэтому в изученных породах, как и сидерит, он возникает на этапе восстановительного диагенетического минералообразования. Несмотря на некоторые сходства условий образования (в диагенезе) сидерита и пирита, между ними существует четкое различие. Их появление регулируется (при наличии в растворе Fe^{2+}) концентрациями сероводорода и углекислоты: для сидерита необходима углекислота, а среда может быть слабовосстановительной, нейтральной и даже слабоокислительной. Пирит же может образовываться только в условиях высокой концентрации сероводорода, т.е. в сильно восстановительной среде. Следовательно, пирит должен возникать на более поздних стадиях восстановительного этапа диагенеза, чем сидерит. Это обуславливает определенное распределение этих двух минералов в изученных породах. Обычно слои, обогащенные сидеритом, бедны пиритом, а в слоях, содержащих много пирита, мало сидерита. Однако они иногда встречаются в существенных количествах и вместе. Все это свидетельствует о преобладании в диагенезе верхнепалеозойских осадков в основном восстановительных условий. Исходные осадки были обогащены органическим веществом (преимущественно растительными остатками, сохранившимися в породах до сих пор в форме обугленного детрита или тонких линзочек, прослойков и примазок бурого угля). Естественно, что в таких осадках кислород иловых вод быстро расходовался на окисление органических остатков, что вело к обогащению их CO_2 и, возможно, H_2S .

Заметно менее распространены в исследуемых отложениях минералы, которые могут быть связаны с более ранними этапами диагенеза, в частности с этапом окислительного минералообразования. Наиболее распространенные из них — минералы группы оксидов и гидроксидов железа: гётит, гидрогётит, гематит, лимонитовые скопления и др. Эти минералы встречаются в виде отдельных частиц и скоплений, но чаще находятся в тонкодисперсной смеси с глинистыми массами, образуя цемент в кластических породах различных частей разреза. Особенно обогащены гидроксидами железа породы лапчанской свиты, хотя они характерны и для всего разреза верхнего палеозоя. Вероятнее всего, в образовании гидроксидов железа в этом случае большую роль сыграли не только диагенетические, но и более поздние гипергенные процессы. Из других образований окислительного этапа в верхнепалеозойских осадочных образованиях отмечены фосфаты, барит, глауконит и цеолиты. *Фосфаты* представлены колломорфными выделениями, образующими местами цементирующую массу на небольших участках породы. Редко встречается сложный фосфат типа божицкита, хотя существенного значения эти минералы не имеют. *Барит* довольно часто встречается в отдельных толщах верхнего палеозоя, где представлен мелкими зернами (обычно без следов огранки) и составляет иногда

значительную часть тяжелой фракции. Обычно минерал распределен в поровом пространстве обломочных пород и лишь изредка цементирует их небольшие участки. Такое расположение барита указывает на его аутигенное (диагенетическое) происхождение. Образование барита наиболее вероятно в раннем диагенезе, в период, когда иловые растворы содержали SO_4^{2-} , т.е. до начала редукции сульфатов — одного из процессов восстановительного минералообразования (Страхов, 1963). Нередко в кластических и глинистых породах верхнего палеозоя в значительном количестве встречаются цеолиты типа *гейландита*, образующего мелкие кристаллики, которые обрастают вокруг обломков полевых шпатов и даже слагают участки цемента терригенных пород. Цеолиты являются широко распространенными аутигенными минералами в современных глубоководных океанических отложениях, где они локализованы в верхнем слое осадков вместе с железо-марганцевыми конкрециями и другими образованиями, свойственными этапу окислительного минералообразования раннего диагенеза. Можно считать, что цеолиты, богатые водой (в том числе и гейландит), характерны для этого этапа диагенеза. Однако в изученных разрезах верхнего палеозоя некоторая часть цеолитов (особенно в цементе) могла возникать при воздействии гидротерм на определенных интервалах разреза.

К диагенетическим образованиям относится также небольшая часть глинистых минералов. Основная же часть таких образований, как показано нами раньше (Зинчук, 1981; Зинчук, Борис, 1981а,б; Зинчук и др., 2004), имеет аллотигенное происхождение. Однако, аутигенное происхождение определенной части глинистых минералов за счет развития их по обломкам полевых шпатов, эффузивных и пирокластических пород несомненно. Среди них следует отметить монтмориллонит, каолинит, метагаллуазит, хлориты (особенно развивающиеся по магнезиально-железистым слюдам). В диагенетических процессах продолжается образование смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований с различной тенденцией к упорядоченности, а также пелитизация обломков эффузивных пород, характерных для верхнепалеозойских отложений. В этот же период при разрушении ильменита и других титанистых минералов могла возникнуть некоторая часть лейкоксеновых агрегатов. По Н.М. Стрехову (1963), диагенетические превращения современных осадков завершаются этапом перераспределения аутигенных минералов и образованием конкреций. Эти процессы достаточно широко развиты в описываемых породах и продолжаются в настоящее время. Конкреции образуют сидерит и пирит, а для других диагенетических минералов они не характерны. Сравнительно небольшие размеры основной части диагенетических конкреций в верхнепалеозойских породах указывают на продолжающееся развитие этого процесса. На данном этапе происходит изменение структурно-текстурных особенностей глинистых минералов в мелкозернистых породах и цементирующей массе, а также перекристаллизация карбонатного цемента с образованием характерных лучистых структур. Происходит также возникновение и перекристаллизация различных типов цемента: сидеритового, пиритового, железистого и более редких — цеолитового и баритового. По особенностям вещественного состава не отмечено следов катагенеза. К этому выводу приводит изучение фациальных (структурно-текстурных) особенностей формирования различных типов пород, значительная часть которых и в настоящее время находится в рыхлом состоянии (пески, алевролиты, галечники и др.). Обломочный материал в породах распределен довольно свободно, отчего широко развиты базальные или обильные поровые цементы глинистого или карбонатного состава, что связано с отсутствием на них следов влияния интенсивного сжатия. Не отмечено также таких процессов, как коррозия и растворение, регенерация и метасоматоз.

Отдельные верхнепалеозойские толщи иногда несут четко выраженные следы постседиментационного выветривания. Наиболее четко это отмечается для нижних частей (базальных горизонтов) лапчанской свиты, где широко развиты характерные «галечки» пелитизированных эффузивов и пирокластов. Их хорошая окатанность указывает на дальность переноса, но хрупкое пелитоморфное сложение отрицает возможность такого переноса. Следовательно, эти обломки подверглись интенсивной пелитизации в постседиментационный период. Относить эти процессы только к диагенетическим не представляется возможным, так как в более молодых юрских отложениях, содержащих эффузивный материал, подобные «галечки» встречаются значительно реже (за исключением базальных горизонтов иреляхской

свиты). Поэтому нам представляется, что возникновение таких «галечек» связано с достаточно интенсивным выветриванием нижних слоёв лапчанской свиты во время перерыва в осадконакоплении. При длительном воздействии поверхностных агрессивных вод происходило гидrolитическое изменение обломков неустойчивых эффузивов и туфов с превращением их в глинистые агрегаты, сохраняющие реликты исходных структур. Высвобождающееся при этом железо связывалось с CO_2 для образования сидерита, обильно наполняющего слои таких гравелитов. Пузырьки CO_2 , выделявшиеся, очевидно, при окислении органического вещества, становились центрами для образования полых оолитов сидерита. Обилие органического вещества не позволило свободному кислороду окислить эти образования до оксидов железа. Минералы группы алюминита (алунит, алюминит, паралюминит, ярозит и др.), нередко встречающиеся в верхнепалеозойских отложениях (особенно в лапчанской свите), образовались, вероятнее всего, в процессе гипергенного преобразования пород, когда стало возможным интенсивное окисление пирита. За счет этого возникла серная кислота, реагирующая с богатыми глиноземом соединениями, которыми могли служить глинистые минералы или продукты их выветривания. В результате таких реакций возникли упомянутые сульфаты. На участках выхода верхнепалеозойских пород на дневную поверхность их выветривание происходит и в настоящее время.

Всё сказанное свидетельствует, что изученные верхнепалеозойские отложения основных алмазонасных районов СП претерпели в основном диагенетические изменения и находятся на стадии образования конкреций или протокатагенеза (по Н.В. Вассоевичу). Катагенетические процессы в них слабо выражены. Это подтверждается результатами замера отражательной способности углистых частиц, встреченных в отложениях лапчанской и углей боруллойской свиты, а также преимущественно аллотигенной природой глинистых минералов в отложениях всего изученного верхнепалеозойского разреза. В разрезе боруллойской свиты отмечаются углистые глины с маломощными прослоями углей, которые имеют близкие значения отражательной способности витринита, но нередко — различный микрокомпонентный состав. Макроскопически верхнепалеозойские угли матовые однородные с редкими полосками более блестящего угля. Цвет их буровато-черный, блеск тусклый, излом полураковистый. Микроскопически уголь клареновый с неоднородным тонкопористым, мелкоаттритовым раздробленным веществом желтовато-бурого цвета. Довольно часто наблюдаются тонкие (до 0,1–0,4 мм) прожилки витрена, обычно трещиноватого. Аттрит представлен мелкими комочками гелифицированного вещества, обрывками устойчивых коровых тканей (феллинит) и кsilовитренов. Фюзенизированные компоненты встречаются редко. Это мелкие линзы кsilовитрено-фюзена и фюзенизированный аттрит. Липоидные компоненты представлены в основном кутикулами с неровными расплывчатыми краями и смолоподобными образованиями линзовидной формы. Минеральные примеси в угле представлены глинистым веществом и пиритом. Степень участия выветрелых образований в формировании древних верхнепалеозойских осадочных толщ может быть оценена не только на основании петрографического изучения крупнообломочного материала, но и с большей точностью по результатам пофракционного изучения минерального состава. С этой целью можно также использовать структурные особенности некоторых слоистых силикатов, в частности соотношение основных базальных рефлексов диоктаэдрических гидрослюдов. Установлена зависимость обогащенности верхнепалеозойских толщ продуктами размыва и переотложения кор выветривания от структурного положения того или иного участка. Так, с конседиментационных поднятий (Улу-Тогинское, Чернышевское и др.) сносился материал на протяжении позднего палеозоя, поскольку на них выветривание продолжалось и во время размыва и осадконакопления в смежных локальных депрессиях. И тот факт, что верхнепалеозойские отложения, обогащенные продуктами переотложения кор выветривания, соседствуют с конседиментационными палеоподнятиями и их склонами при наличии в них кимберлитового материала, имеет важное поисковое значение.

Литература

Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г. и др. Перспективы коренной и россыпной алмазонасности юго-западной части Сибирской платформы // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы

акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Мирный: МГТ, 2003. С. 50–84.

Зинчук Н.Н. Состав и генезис глинистых минералов в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Изв. ВУЗов.Геол. и разведка. 1981. № 1. С. 36–43.

Зинчук Н.Н., Борис Е.И. Доверхнепалеозойские коры выветривания восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1981а. № 5. С. 38–46.

Зинчук Н.Н., Борис Е.И. О концентрации продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1981б. № 8. С. 22–29.

Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Т. Особенности минерогенеза алмаза в древних осадочных толщах. Мирный: МГТ, 2004. 172 с.

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

Хмелевский В.А., Зинчук Н.Н., Затхей Р.А., Тараненко В.И. О влиянии фациальных условий накопления верхнепалеозойских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы на их минеральный состав. М.: ВИНТИ, 1978. 28 с.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ СЛЮДИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

Среди слюдяных минералов теоретически выделены (Соболева, 1987; Дриц, Коссовская, 1991) шесть политипных модификаций: 1М, 2М₁, 3Т, 2О, 2М₂ и 6Н. Для диоктаэдрических разновидностей характерны в основном политипы 1М (1М₁), 2М₁ и в меньшей мере 2М₂ и 3Т; триоктаэдрическим слюдам свойственен преимущественно политип 1М и значительно реже встречаются 2М₁, 3Т и 2О. В структуре слюд слой 2:1 соединяется межслоевыми катионами Na, Ca и чаще всего K, которые налагаются друг на друга без взаимных смещений. Возникновение различных политипов связано в таком случае лишь с относительными разворотами соседних слоев. В структуре 1М слои имеют одинаковую ориентировку, а в структурах остальных политипов (2М₁, 3Т, 2О, 2М₂ и 6Н) они развернуты соответственно на -120° , 120° , -60° и 60° . Указанные выше шесть модификаций разделяются на две группы: 1М, 2М₁ и 3Т (группа А) и 2О, 2М₂ и 6Н (группа В), отличающиеся, в частности, различным характером наложения катионов соседних слоев (более выгодным в группе А), а также ориентировкой октаэдрических сеток в последовательности налагаемых друг на друга слоев 2:1 (одинаковой в группе А и противоположной в группе В). Поэтому наложение в группе А слоев с разворотом на 0 и $\pm 120^\circ$ обуславливает кристаллохимически выгодное расположение базальных тетраэдрических атомов О, не совпадающих в проекции на плоскость *ab*, и соответствующую октаэдрическую координацию межслоевых катионов. В отличие от этого, в группе В наложение слоев с разворотом на $\pm 60^\circ$ и 180° определяет кристаллохимически невыгодное совпадение атомов О тетраэдров в проекции на указанную выше плоскость и необычную координату межслоевого катиона в виде тригональной призмы. По мотиву заселения в структуре К-слюд октаэдрических позиций они подразделяются на ди- и триоктаэдрические разновидности. В октаэдрах первой разновидности находятся в основном Al, Fe³⁺ и ряд других трехвалентных катионов, которые занимают только 2/3 позиций, а 1/3 остается вакантной. В противоположность этому в октаэдрах второй присутствуют Mg, Fe²⁺ и другие двух-, а также некоторые одновалентные катионы (в частности, Li), полностью заселяющие все возможные структурные позиции. Специфической особенностью диоктаэдрических слюд из-за различия линейных размеров тетраэдров и октаэдров при их сочетании в структуре указанных минералов является дитригональный разворот оснований тетраэдров. В результате этого поверхность атомов О тетраэдрических сеток со стороны межслоевых промежутков приобретает гофрированный характер. К настоящему времени среди природных и синтезированных слюд (в частности относящихся к наиболее распространенным в этой группе минералам мусковитового или близкого к нему состава) выявлены (Соболева, 1987)

четыре политипа: 1M, 2M₁, 3T и 2M₂. При этом наибольшее распространение в природе имеют (Котельников, Зинчук, 1980; Зинчук и др., 1983) политипы 1M и 2M₁.

Полученные (Соболева и др., 1979; Зинчук и др., 1983) структурные особенности и данные о различной устойчивости отдельных политипных модификаций слюдястых минералов определяют закономерности накопления аллотигенных и образования аутигенных разновидностей их в осадочных толщах. При этом указанные закономерности необходимо рассматривать отдельно как в зоне гипергенеза, включая коры выветривания и коррелятивные продукты их переотложения (при условиях в дальнейшем поверхностного их залегания), так и для зоны катагенеза, в которой, кроме механо- и частично хемодеструкции, свойственных первой зоне, слюдястые минералы подвергаются также баро- и термовоздействию. Так, сохранившаяся в пределах основных алмазоносных районов Сибирской платформы (СП) на поверхности терригенно-карбонатных пород раннепалеозойского возраста кора выветривания в низах профиля представлена во фракции мельче 0,001 мм в основном смесью гидрослюда политипных модификаций 1M и 2M₁ (1M>2M₁). Гидрослюда в рассматриваемой части элювиальной толщи ассоциирует с небольшой примесью монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования, содержащего менее 40 % разбухающих слоев. С последними в структуре указанной фазы с тенденцией к упорядоченности чередуются преобладающие неразбухающие. Кроме того, вследствие свойственной этому горизонту восстановительной обстановки в слагающих его породах в подчиненном количестве присутствует Mg-Fe хлорит. В верхах толщи в связи с развитием окислительной обстановки и неустойчивостью в таких условиях хлорита он полностью растворяется. Соответственно, в связи с меньшей, по сравнению с 2M₁, стабильностью 1M, за счет последовательной деструкции из структуры минерала выносятся щелочи (Na и K), щелочные земли (Ca и Mg) и частично Si. В результате этого первичная слюдястая структура полностью разрушается и из остаточных продуктов, обогащенных Si и Al, синтезируется каолинит. Указанный процесс приводит в конечном счете к обогащению элювия двухслойной разновидностью гидрослюда (2M₁>1M). Рефлексы преобладающего слюдястого минерала имеют в этой части разреза на рентгендифрактометрических кривых относительно малую полную ширину на половине высоты (ПШПВ). Это также подчеркивает более значительную устойчивость политипа 2M₁ по сравнению с гидрослюдой 1M, которая в этой части разреза обладает значительно большей величиной ПШПВ.

В элювиальной толще на кимберлитовых диатремах СП фракция мельче 0,001 мм в низах разреза состоит из серпентина модификаций A+B, флогопита и продуктов его преобразования в восстановительной обстановке в виде Fe-Mg хлорита. В верхней части разреза, по мере изменения восстановительной обстановки на окислительную, из продуктов разложения триоктаэдрических слоистых силикатов и некоторых других Fe-Mg минералов возникает высокожелезистый монтмориллонит типа нонтронита. При этом за счет частичной диоктадризации флогопита образуется также вторичный минерал — гидрослюда, характеризующаяся той же, что исходный флогопит, модификацией 1M и ассоциирующая с существенным количеством монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы неупорядоченного типа. Благодаря этому рефлексы гидрослюда 1M в данном случае обладают значительно большей величиной ПШПВ, чем 2M₁, причем, в отличие от последней, гидрослюда 1M характеризуется резко выраженным увеличением указанного параметра по разрезу элювиальной толщи. Протекающий параллельно с этим процесс деструкции разбухающих минералов обуславливает кристаллизацию каолинита.

Коры выветривания указанных выше слюдястых пород, а также ряда бесслюдястых разновидностей, в том числе трапповых образований долеритового состава и туфогенных трубок взрыва, являлись источниками сноса и накопления мезозойских отложений рассматриваемого региона, в частности иреляхской свиты (Зинчук и др., 1983). Ассоциация глинистых минералов в отложениях этой свиты (T₃ J₁ ir) представлена каолинитом, гидрослюдой (модификаций 1M и 2M₁), монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазой со значительным содержанием разбухающих пакетов и собственно монтмориллонитом преимущественно кальциевого и значительно реже натриевого типа. Последний приурочен только к трещинам, кристаллизуясь из локально возникающих алюмосиликатных растворов, содержащих из щелочных и щелочно-земельных катионов только Na. В то же время монтмориллонит кальциевого типа вследствие

большей активности этого катиона, чем Na, связан с более широкой генерацией его в источниках сноса, а также легкой трансформацией натриевой разновидности минерала в кальциевую на стадии мото-, седименто- и литогенеза.

Отсутствие слюд в долеритах и туфогенных образованиях, а также наличие различных политипных модификаций слюдястых минералов в терригенно-карбонатных породах и кимберлитах позволяет использовать эти данные для реконструкции палеогеографических условий осадконакопления. Прежде всего это относится к отложениям континентального типа, не претерпевшим к тому же существенных постседиментационных преобразований, что характерно, например, для мезозойских отложений основных алмазоносных районов СП. В этих условиях транспортируемый материал подвергался воздействию той же химической среды, что и в профиле выветривания (т.е. пресных вод). Однако на стадиях мото- и седиментогенеза глинистые минералы испытывали разупорядочение структуры и дополнительное измельчение, что в целом способствовало их деструкции с учетом особенностей кристаллического строения отдельных разновидностей указанных минералов. В частности, распространение в переотложенных продуктах гидрослюды $2M_1$ или ее ассоциации с каолинитом свидетельствуют о поступлении аллотигенного материала в результате размыва кор выветривания терригенно-карбонатных пород и переносе его на довольно значительное расстояние. При этом присутствующая в породах совместно с гидрослюдой $2M_1$ разновидность $1M$ (особенно ее наиболее дисперсная часть), характеризующаяся соответственно повышенной разупорядоченностью структуры (Котельников, Зинчук, 1980), подвергалась в процессе мото- и седиментогенеза дополнительной деструкции, вплоть до полного разложения. В результате этого накапливающиеся осадки обогащались относительно менее дисперсным и слабее деградированным слюдopodobным минералом $2M_1$. В то же время наличие в отложениях рассматриваемого возраста каолинита лишь с небольшой примесью гидрослюды $1M$ позволяет считать эту ассоциацию связанной с размывом элювия, образовавшегося на кимберлитовых диатремах при переносе продуктов выветривания на весьма небольшое расстояние. По мере увеличения дальности транспортировки аллотигенного материала количество указанной гидрослюды, так же как и в случае переотложения элювиальных толщ, сформировавшихся на терригенно-карбонатных породах, последовательно уменьшается.

Одновременно с этим дитриоктаэдрический монтмориллонит и вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование, являющиеся соответственно продуктами выветривания туфов основного состава в трубках взрыва и долеритов (Зинчук и др., 1983), подвергаются при переносе и накоплении последовательной дальнейшей диоктаэдризации. Поэтому присутствие в мезозойских отложениях основных алмазоносных районов СП каолинита ассоциации с разбухающими минералами указывает на бесслюдистую природу исходного минерала в источниках сноса. Необходимо при этом отметить, что при длительном переносе продуктов гипергенного изменения кимберлитов в результате полной деструкции гидрослюды $1M$ также может возникать (Соболева и др., 1979) и накапливаться ассоциация, состоящая из каолинита и нонтронита. Отсюда следует, что идентификация элювия бесслюдистых и ультраосновных пород, включая слюдястые разности последних, не всегда является однозначной, в отличие от слюдястых пород кислого состава, содержащих модификацию $2M_1$. В таких случаях очень важно привлечение материалов изучения более грубозернистого обломочного материала, включая и гальку, и обломки пород, содержащихся в исследуемых горизонтах. Существует предположение (Котельников, Зинчук, 1980), что вниз по разрезу мощных осадочных толщ происходит последовательное преобразование диоктаэдрических слюдястых минералов политипной модификации $1Md$ в $1M$ и далее в смесь $1M+2M_1$ вплоть до полного перехода однослойных минералов в двухслойные. Однако такое поведение слюдястых минералов по мере увеличения глубины погружения осадочных толщ не является универсальным. Особенно наглядно это проявляется в платформенных регионах, в пределах которых осадочный чехол характеризуется относительно небольшой мощностью (порядка 10 км), отсутствием дислоцированности слоев и, самое главное, низким значением геотермического градиента. Так, в пределах юга СП, где мощность осадочной толщи достигает 5000 м, в низах разреза (рифей) в ассоциации слюдястых минералов ($2M_1+1M$) резко

увеличивается содержание политипа 1М вплоть до полного исчезновения 2М₁ в отложениях, залегающих непосредственно на изверженных или метаморфических породах (т.е. в базальных горизонтах). Такая закономерность в распределении политипных модификаций по разрезу изучаемых пород связана с особенностями накопления осадков.

Важным следствием структурных особенностей политипных модификаций слюд 1М и 2М₁ является также различная способность восстановления их деградированными разновидностями своих первичных свойств под действием катагенетических процессов (Котельников, Зинчук, 1980). Более легкий на одинаковых стадиях гипергенного преобразования первичного материала вынос калия из структуры слюд 1М по сравнению с 2М₁ предопределяет в этих условиях интенсивную трансформацию гидрослюды 1М в монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование с последовательно увеличивающимся содержанием разбухающих пакетов. При погребении сохранившихся после размыва кор выветривания элювиальных продуктов на значительные глубины указанное смешанослойное образование подвергается аградации. Благодаря так называемой «структурной памяти» слюд (Соболева, 1987) эта смешанослойная фаза сохраняет более высокую, чем в структуре монтмориллонита, степень замещения Si на Al в тетраэдрах, что обеспечивает относительно высокий отрицательный межслоевой заряд смешанослойной фазы. Однако вследствие более слабой устойчивости слюд 1М по сравнению с 2М₁ продукты деградации однослойных разновидностей характеризуются хотя и более высокой степенью аградации, чем собственно монтмориллонит, у которого отрицательный заряд может снижаться до 0, но меньшей, чем у продуктов гипергенного изменения слюд 2М₁. Поэтому количество остающихся в структуре смешанослойной фазы разбухающих слюд 1М на одинаковых стадиях указанного процесса больше, чем у первично измененных гипергенными процессами слюд 2М₁, но меньше, чем у продуктов аградации собственно монтмориллонита. Это повсеместно наблюдается на границе в разной степени сохранившихся на поверхности кристаллического фундамента южной части СП продуктов выветривания, с одной стороны, и базальных горизонтов докембрия, с другой, образующих нижнюю часть залегающего на фундаменте осадочного чехла в пределах рассматриваемой территории (Котельников, Зинчук, 1980). Такая закономерность четко прослеживается, кроме того, в разрезе Омолонского и Охотского массивов, в первом из которых слюдистый минерал представлен модификацией 1М, а во втором — 2М₁ со значительно более узкими рефлексамми на рентгендифрактометрических кривых.

Наряду с аградацией в реликтах сохранившейся от размыва коры выветривания продуктов деградации первичных слюдистых минералов, представленных исключительно псевдоизометричными частицами, в порах и трещинах элювия при погружении его в зону раннего катагенеза в щелочной среде может кристаллизоваться также аутигенный слюдоподобный минерал. Для последнего характерна удлиненная форма пластинок, которые на наиболее ранней стадии указанного процесса имеют небольшие размеры, особенно в ширину. По структурным признакам эта фаза относится к монтмориллонит-гидрослюдистому смешанослойному образованию с содержанием более 40 % разбухающих пакетов, т.е. с низким содержанием калия в структуре указанной фазы. По мере усиления степени катагенетического преобразования пород в ее структуре увеличивается количество калия и соответственно уменьшается число лабильных слоев. Этот процесс сопровождается, кроме того, общим ростом размеров частиц новообразованного минерала. На стадии позднего катагенеза последняя фаза трансформируется в удлиненно-пластинчатую гидрослюду, которая в структурном отношении представляет ассоциацию из преобладающей слюды 1М и примеси монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования, содержащего более 40 % неразбухающих пакетов, которые с тенденцией к упорядоченности чередуются с подчиненными — разбухающими. Одновременно с кристаллизацией удлиненнопластинчатой гидрослюды, характеризующейся сохранением в подвергшемся вначале деградации, а затем аградации первичном слюдистом материале аномального количества разбухающих слоев, синтезируется также слюда 3Т (Котельников, Зинчук, 1980). Указанный политип строго приурочен в пределах рассматриваемой территории к реликтам коры выветривания и лишь иногда к наиболее нижним песчано-алевритовым прослоям базальных горизонтов осадочного чехла. Это позволяет считать, что образование

его происходило за счет инфильтрации в проницаемые породы гидротермальных ювенильного типа алюмосиликатных растворов, содержащих также существенное количество калия. Благоприятными условиями для возникновения такой структуры являются застойный режим интерстиционных вод и относительно невысокая, но, самое главное, длительно сохраняющаяся в системе минералообразования стабильная температура.

Таким образом, устойчивость различных слюдистых минералов на стадиях гипер-, мото-, седименто- и метагенеза непосредственно контролируется их структурными особенностями, в частности политипией минералов. Характер взаимного наложения отдельных слоев в структуре различных разновидностей слюд определяет не только масштабы первичного образования их в гипергенных условиях, но и дальнейшую эволюционную историю этих минералов как в зоне гипергенеза, так и упомянутых выше этапах осадочного процесса, связанного с денудацией элювия исходных пород, накопленном за счет этого осадочных толщ различного литологического типа и их дальнейшим преобразованием по мере погружения в стратисферу. В результате этого, в соответствии с общей тенденцией при накоплении обломочного материала к обогащению его устойчивыми компонентами, в частности кварцем, из слюдистых минералов в элювиальных и осадочных образованиях наибольшую стабильность сохраняет диоктаэдрическая разновидность политипной модификации $2M_1$.

Литература

- Дриц В.А., Косовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 170 с.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Об устойчивости и палеогеографическом значении гидрослюд в корях выветривания и продуктах их переотложения на территории Западной Якутии // Докл. АН СССР, 1980. Т. 255, № 3. С. 705–709.
- Соболева С.В. Политипия слюд: теоретический и прикладной аспекты // Минерал. журнал. 1987. № 4. С. 21–41.
- Соболева С.В., Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Котельников Д.Д. Особенности флогопита мантийного происхождения // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1979. Ч. 108. Вып. 6. С. 678–685.

СПЕЦИФИКА РАЗВИТИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ И ФАНЕРОЗОЙСКИХ СТРУКТУР В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный, nzninchuk@rambler.ru

Сибирская платформа (СП) является (Бобриевич и др., 1959; Еловских, Мокшанцев, 1974; Малич и др., 1987) типичной древней структурой, формирование фундамента которой относится к архею – началу протерозоя. В ней выделяется несколько разновозрастных древних осадочных комплексов. Осадочный чехол представлен верхнепротерозойскими и фанерозойскими образованиями. Границы современной СП подчеркиваются швами и разновозрастными краевыми прогибами (Дукарт, Борис, 2000; Зинчук и др., 2004а, б; Розен и др., 2006). Так, западная граница прослеживается несколько восточнее р. Енисей, по территории Туруханских складок и Енисейского кряжа. На севере она проходит в средней части Пясинской впадины, где под пологим залегающим чехлом мезозоя и кайнозоя через Предтаймырский прогиб платформа смыкается с Таймырской складчатой областью. Далее она оконтуривается Лено-Анабарским прогибом, окаймляющим с юга затухающую ветвь мезозойских складчатых структур кряжей Прончищева, Оленекского и Усть-Оленекского. На востоке вдоль Приверхоянского прогиба СП граничит с мезозойскими структурами Верхоянской складчатой зоны. Лишь на юге, на склоне Анабарской антеклизы, ее сочленение с этой складчатой зоной проходит по краевому шву. На юго-востоке, юге и юго-западе платформа соприкасается (обычно по зонам крупных разломов) с протерозойскими складчатыми областями: Джугджуро-Становой, Байкальской и Восточно-Саянско-Енисейской. СП представляет собой (Зинчук и др., 2004; Розен и др., 2006)

обширную плиту, осложненную рядом положительных и отрицательных структур. Основными тектоническими элементами платформы являются антеклизы, седловины, поднятия, синеклизы, прогибы и впадины. Последние были активно развивающимися структурами, которые испытывали прогибание в течение продолжительного времени. В противоположность этому антеклизы, седловины и поднятия формировались как пассивные образования платформы, возникшие в связи с прогибанием синеклиз, прогибов и впадин. Главными среди данных структур выделяются Алданская, Анабарская, Байкитская и Непско-Ботубинская антеклизы, которые представляют собой обширные структуры с чрезвычайно пологими крыльями. Их заложение относится к самым начальным стадиям формирования платформы. Уже в протерозое, в связи с развитием на юге входящего угла Байкальской геосинклинали, в пределах «первичного щита» платформы, в бассейне р. Вилюй заложилась система крупных разломов северо-восточного простирания и связанных с ними прогибов (авлакогенов), которые разделили платформу на два блока: Тунгусско-Анабарский и Лено-Алданский. Эти блоки, являющиеся первым выражением антеклиз, в дальнейшем по мере расширения синеклиз, молодых впадин и прогибов региона, существенно сокращались в размерах, но сохраняли свое приподнятое положение на протяжении всего фанерозоя. В современном структурном плане антеклизы не имеют четкого антиклинального строения, а представляют собой плосковершинные структуры — приподнятые блоки фундамента. Здесь обнажаются наиболее древние породы, относящиеся к нижним горизонтам чехла или фундамента. Для синеклиз характерно длительное конседиментационное развитие и прогрессивное их расширение за счет антеклиз. Синеклизы (особенно по верхним горизонтам выполняющих их отложений) имеют характер наложенных структур.

В геологическом строении СП принимает участие обширный комплекс пород от архейского до современного возраста. Фундамент сложен архейскими и нижнепротерозойскими породами, а платформенный чехол — верхнепротерозойскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими образованиями. Архейские метаморфические породы выходят на дневную поверхность на Алданском и Анабарском щитах (Еловских, Мокшанцев, 1974). Сложены они разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и, в меньшей степени, кварцитами и мраморами общей мощностью более 25 км. Нижнепротерозойские образования обнажаются только на Оленекском поднятии, где представлены сравнительно слабо метаморфизованными толщами песчаников, алевроитов и других пород. Верхнепротерозойские отложения вскрываются в пределах Анабарской и Алданской антеклиз и сложены терригенными, преимущественно песчаного состава, породами, которые залегают с размывом на образованиях нижнего протерозоя или архея. Кембрийские, ордовикские и силурийские карбонатные, сульфатно-галогенно-карбонатные и терригенно-карбонатные осадки сплошным чехлом перекрывают породы архея и протерозоя и широко выходят на дневную поверхность в пределах антеклиз платформы. Девонские отложения выполняют среднепалеозойские Эвенкийскую синеклизу, Ыгыаттинскую и Кемпендяйскую впадины, перекрытые, соответственно, верхнепалеозойскими образованиями Тунгусской и мезозойскими осадками Вилюйской синеклиз, и участками (на северо-востоке — первой и на западе — второй) выходят на дневную поверхность по обрамлению этих синеклиз. Они представлены лагунными и прибрежно-морскими терригенными образованиями, к которым в Ыгыаттинской и Кемпендяйской впадинах присоединяются вулканогенные породы. Развитие верхнепалеозойских терригенных отложений приурочено к Тунгусской синеклизе, а также к Предтаймырскому и Лено-Анабарскому прогибам. Вскрываются они по бортам этих структур, а в центральной части синеклизы перекрыты мощной толщей терригенно-вулканогенных образований нижнего триаса. Последние устанавливаются и в Предтаймырском, и в Лено-Анабарском краевых прогибах. Причем в Ыгыаттинской впадине под мезозойскими осадками Вилюйской синеклизы отмечаются только нижнекаменноугольные терригенные образования. Мезозойские терригенные отложения широко развиты в Вилюйской синеклизе, а также в обрамляющих платформу краевых прогибах (Предтаймырском, Лено-Анабарский и Предверхоанский). Из кайнозойских образований ограниченно распространены неогеновые покровные осадки Вилюйской синеклизы и южного склона Анабарской антеклизы, отложения нижних частей наиболее древних террас долин рек Лена и Вилюй, а

также континентальная угленосная толща Нижне-Алданской впадины в низовьях р. Алдан. Четвертичные отложения наблюдаются повсеместно.

В истории геологического развития СП намечается (Розен и др., 2006; Зинчук и др., 2014) девять этапов: архейский, раннепротерозойский, позднепротерозойский, кембрийско-раннедевонский, среднедевонский, раннекаменноугольный, среднекаменноугольный-триасовый, юрский-раннемеловой, позднемеловой-палеогеновый и неоген-четвертичный. В первые два этапа произошло становление складчатых структур фундамента платформы. С верхнего протерозоя началось формирование осадочного чехла и заложение ее первичного структурного плана, по которому в кембрийско-раннедевонский этап продолжалось его развитие на всей территории платформы. Резкая перестройка структурных планов платформы произошла в среднедевонский-раннекаменноугольный этап, когда окончательно сформировались впадины на территории ныне существующих Тунгусской и Вилюйской синеклиз. В последние три этапа развитие территории платформы происходило по этому новому структурному плану. В последнем (неоген-четвертичном этапе) отмечается общее воздымание СП. Выполняющие Тунгусскую синеклизу терригенные отложения верхнего палеозоя выходят на поверхность на ее бортах, где они представлены континентальными и прибрежно-морскими терригенными образованиями. Восточный борт верхнепалеозойской Тунгусской синеклизы в структурном отношении находится в пределах крупных и древних (дофанерозойского заложения) структур СП, таких как Анабарская, Непско-Ботуобинская антеклизы и расположенной между ними Сюгджерской седловины и впоследствии в различной степени наложившихся на них Тунгусской верхнепалеозойской и Вилюйской мезозойской синеклиз, а также одновозрастного с последней Ангаро-Вилюйского прогиба. Платформенный чехол рассматриваемой территории сложен терригенно-карбонатными и сульфатно-галогенно-карбонатными породами венда – нижнего палеозоя, залегающими непосредственно на кристаллическом фундаменте, несогласно перекрывающимися их вулканогенно-терригенными образованиями верхнего палеозоя – нижнего мезозоя, терригенными породами верхнего триаса-нижней юры, а также маломощными четвертичными отложениями. Образования рифея и среднего палеозоя выпадают из разреза. Первые, по-видимому, не накапливались на площади Непско-Ботуобинской антеклизы и Сюгджерской седловины, хотя в смежных впадинах, погребенных под Тунгусской и Вилюйской синеклизами, они достигают большой мощности. Среднепалеозойские образования фрагментарно накапливались на указанных поднятиях, но впоследствии были почти полностью смыты. В погребенной Ыгыаттинской впадине, расположенной восточнее изучаемого региона, они представлены вулканогенно-терригенными и карбонатными отложениями большой (до 1 км) мощности. Общая мощность пород платформенного чехла достигает на крыльях этих поднятий 3000 и более метров, а в их сводовой части сокращается до 1940 м (бассейн верхнего течения р. Большая Ботуобия).

Современный структурный план рассматриваемой территории сформировался в результате суммарных, неоднократно проявлявшихся в течение всей истории геологического развития разного рода тектонических движений, что нашло свое отражение как в формах самих структур, так и в закономерностях изменения вещественного состава пород. Естественно, каждое последующее проявление тектонических движений оставляло свой след на уже имевшихся к тому времени структурах и порой настолько сильно их видоизменяло, что они не всегда распознаются традиционными методами исследований. Восстановление древнего структурного плана каждого периода в отдельности и особенно для времени формирования кимберлитовых тел и россыпей является одной из главнейших задач при прогнозировании месторождений алмазов. Исходя из этого и имеющегося фактического материала, анализируется развитие геологических структур изучаемого региона и особенно тех, которые предположительно контролируют размещение кимберлитов и россыпей алмазов. Так, в разрезе платформенного чехла отчетливо выделяются пять крупных литолого-формационных комплексов, разделенных региональными несогласиями: венд-силурийский, среднепалеозойский (девон-нижнекаменноугольный), верхнепалеозойский-нижнемезозойский, мезозойский-третичный и четвертичный. С учетом этого и наличия в смежных погребенных впадинах мощных рифейских толщ, а также принимая во внимание проявления разновозрастного магматизма различной глубинности, в истории

геологического развития рассмотренной территории выделяется шесть этапов (Зинчук и др., 2004). В течение наиболее древнего рифейского этапа указанные выше поднятия региона отчетливо фиксируются по выпадению отложений соответствующего возраста. Их большая мощность в смежных впадинах, установленная геофизическими методами, указывает на существовавший в это время контрастный тектонический рельеф (Розен и др., 2006). Венд-силурийский этап характеризуется развитием надпорядковых аккумулятивных структур платформы, которым свойственна определенная последовательность тектонических движений, образующих завершающий тектоно-седиментационный цикл. На протяжении этого этапа сформировалась мощная (более 2 км) толща карбонатных образований, степень терригенности и количество соленосных горизонтов в которой уменьшаются с юга на север. Необходимо подчеркнуть, что венд-силурийский этап можно характеризовать как период развития крупных пологих структур, в общем унаследованных от структур фундамента. Причем структуры более высоких порядков (второго и выше) в то время имели более сглаженные формы, чем сейчас, что подтверждается результатами бурения здесь глубоких нефтеразведочных скважин, вскрывших под осадочным чехлом породы архея и сокращенные мощности (по сравнению с соседними впадинами) венд-силурийских отложений.

Реставрация структурно-формационной обстановки в среднем палеозое для региона сопряжена с большими трудностями, обусловленными отсутствием на его площади соответствующих отложений. Поэтому приходится использовать материалы по сопредельным территориям и сведения по ксеногенному материалу в кимберлитовых и трапповых трубках взрыва. Существование Непско-Ботубинской антеклизы и Сюгджерской седловины в качестве положительных структур в среднем палеозое определяется на основании изучения формационных рядов среднепалеозойских отложений, развитых в Эвенкийской синеклизе и Ыгыаттинской впадине. Из этих рядов формаций видно (Зинчук и др., 2004), что состав пород в указанных структурах резко различный, свидетельствующий об их автономном развитии, то есть они разделялись между собой указанными поднятиями. В то же время данные поднятия были перекрыты среднепалеозойскими отложениями, состав которых здесь был другой, чем в сопредельных впадинах. Условия формирования структурного среднепалеозойского комплекса на Сибирской платформе обусловлены завершением каледонского и началом герцинского тектонического циклов. В указанный период произошла значительная структурная перестройка региона. В раннем девоне южная часть платформы (в том числе и рассматриваемого поднятия) испытали резкое воздымание. Поэтому здесь установились континентальные условия и начался размыв пород нижнего палеозоя. В это же время происходило становление Байкало-Патомской горной области и складчатости в Ангаро-Ленском прогибе, а в рассматриваемом регионе практически завершилось формирование положительных структур разного порядка и по разломам происходило внедрение в породы нижнего палеозоя трапповой магмы. Кроме того, в конце девона – начале карбона широкое развитие получил (Розен и др., 2006) кимберлитовый магматизм.

Структурный мезозойский комплекс сформировался в Вилуйской синеклизе под влиянием развития Верхояно-Колымской геосинклинали. В поздне триасовое время после стабилизации тектонических движений на юге региона заложился Ангаро-Вилуйский прогиб. На фоне вначале относительно медленного, а затем все более интенсивного погружения территории накапливалась толща мезозойских отложений как в самом прогибе, так и в пределах восточного склона Ботубинского поднятия и Сюгджерской седловины. Так, возобновление тектонических подвижек в предраннеюрское и в предраннеплинсбахское время привело к интенсивному опусканию территории и накоплению (более 200 м) континентальных и прибрежно-морских отложений нижней юры. На данном этапе произошла инверсия, при которой юго-восточная часть Ботубинского поднятия, являвшаяся в позднем палеозое – раннем триасе преимущественно областью денудации, была погружена при образовании Ангаро-Вилуйского мезозойского наложенного прогиба, а северо-западная территория, наоборот, испытала тектоническое воздымание, сливаясь с юго-восточным смежным крылом Тунгусской синеклизы и вместе с ним превращаясь в область денудации (трапповое плато). Это обусловило (Дукардт, Борис, 2000; Зинчук и др., 2004) развитие двух структурно-формационных зон: юго-восточной и

северо-западной, отвечающих по местоположению соответствующим зонам предыдущего этапа, но имевших обратную направленность движений. Обе зоны развивались с рэтского до конца раннеплинсабахского времени. В начале средней юры, после эпохи малоамплитудного погружения региона в тоарское время, произошло воздымание всей рассматриваемой территории, в процессе которого в ее пределах сформировался пенеплен с развитыми на нем корами выветривания мел-палеогенового возраста. В неогене это воздымание усиливалось, что привело к почти полному их размыву. Четвертичный период отличается от предыдущего дальнейшим усилением общего поднятия, что обусловило эрозионное расчленение древнего пенеплена. В результате вся рассматриваемая территория приобрела облик слабо расчлененного плато.

В заключение необходимо отметить, что наряду с главными неотектоническими структурами, определяющими древние и современные условия седиментации и связанными с последними закономерностями размещения кор выветривания и различных полезных ископаемых, во всех структурно-формационных зонах региона по дешифрированию, элементам рельефа, косвенным и прямым геологическим признакам выявлено много разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и других направлений, осложняющих внутреннее строение зон. Смещения по ним небольшие (обычно первые метры) или вообще не проявились, то есть эти разломы заметно не влияли на условия современного осадконакопления и на закономерности размещения полезных ископаемых. Их поисковые значения заключаются в том, что многие из них унаследованы от более древних эпох развития региона и, следовательно, по ним можно картировать разрывные структуры, которые в прошлом контролировали размещение различных магматических образований. Важно отметить, что в среднепалеозойское время Непско-Ботуобинская антеклиза и Сюгджерская седловина представляли собой наиболее ярко выраженные положительные структуры и имели линейно-блоковое строение. Причем амплитуда перемещения отдельных блоков изменялась от первых метров (или полного их отсутствия) в пределах сводовой части этих поднятий до 600 м на западной окраине Ыгыаттинской впадины.

Литература

- Бобривич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др.* Алмазные месторождения Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 527 с.
- Дукардт Ю.А., Борис Е.И.* Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. Воронеж: ВГУ, 2000. 161 с.
- Еловских В.В., Мокшанцев К.Б.* Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1974. 132 с.
- Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И.* Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. Новосибирск: Сибтехнорезерв, 2004а. 166 с.
- Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Тектоника и алмазоносный магматизм. Воронеж: ВГУ, 2004б. 282 с.
- Малич Н.С., Масайтис В.Л., Сурков В.С.* Сибирская платформа. Л.: Недра, 1987. 431 с.
- Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.* Сибирский кратон. Формирование и алмазоносность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ НИЖНЕГО МЕЛА СЕВЕРА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

О.Н. Злобина

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
Zlobina@ngs.ru*

Хатангский залив, в его современном положении, представляет собой уникальную структуру, в пределах которой в течение 113 млн лет (синдского века раннего триаса до готеривского века раннего мела) существовал устойчивый режим морского осадконакопления. Обобщенная характеристика триас-юрских отложений (состав и толщины) северной части Анабаро-Хатангской седловины была впервые приведена М.А. Левчуком в 1985 г. на палеогеологическом профиле Восточный Таймыр – р. Анабар (Левчук, 1985). К настоящему времени, благодаря

исследованиям сотрудников ИНГГ СО РАН, стало возможным реконструировать профиль и надстроить меловой этаж. В пределах района исследований отмечаются участки, где отложения неокома перекрывают верхнеюрские без следов перерыва и наблюдается биостратиграфически непрерывный разрез трансгрессивного комплекса волжско-берриасского возраста. По данным Б.Н. Шурыгина, Б.Л. Никитенко, А.Г. Константинова, О.С. Дзюбы, Н.Е. Лебедевой, Л.А. Глинских и Е.Б. Пещевицкой, на Восточном Таймыре в районе рек Чернохребетная и Осипа вскрывается разрез в объёме валанжина-апта общей мощностью около 600 м. В нижней части толщи, датированной валанжином-нижним готеривом, залегают серые алевриты (мощностью до 250 м), участками песчанистые или глинистые с редкими прослоями сидеритовых конкреций и включениями фоссилий (аммонитов, белемнитов, двустворок). Предполагается, что эти породы формировались в условиях сублиторали. Алевриты перекрываются серыми песчаниками (мощностью до 150 м) с глинисто-карбонатным цементом, включениями фаунистических остатков и углефицированных, минерализованных остатков древесины. Осадконакопление, вероятно, происходило в более мелководных обстановках, соответствующих литорали. Выше по разрезу обнажаются осадки готерив-аптского возраста — пески желто-серые (мощностью до 200 м) с прослоями угля (мощностью 0,05–0,25 м), глин и алевролитов, включениями минерализованной древесины. По комплексу признаков установлено, что верхняя часть разреза формировалась в обстановках, близких к континентальным. Следующие по профилю обнажения нижнего мела находятся на п-ве Юрюнг-Тумус в бухте Нордвик. Сотрудниками института составлен сводный разрез валанжин-готеривских отложений (Маринов и др., 2011), автором приведена его подробная литологическая характеристика (рис. 1) (Злобина, 2013). В разрезах на р. Анабар отложения берриаса мощностью до 34,2 м представлены глинами серыми алевритистыми с редкими прослоями песков, алевролитов желтовато-серых песчанистых и карбонатными конкреционными горизонтами. Характерны многочисленные фаунистические остатки, в кровле берриаса отмечаются прослой с включениями глауконита. Предполагается, что осадки формировались в зоне сублиторали. В залегающих выше зеленовато-серых алевролитах нижнего валанжина зафиксирована примесь гравийного и галечного материала. Разрез нижнего валанжина составляет в целом около 133 м, сложен алевритами серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми прослоями песчанистыми, глинами серыми алевритистыми. На некоторых участках отмечается тонкое переслаивание зеленовато-желтых мелкозернистых песков и темно-серых глин. Наблюдаются прослой и конкреции известковистых песчаников и алевролитов, многочисленные стяжения пирита, глинистого сидерита, обломки углефицированной древесины и разнообразная фауна. Верхняя часть валанжинских осадков, по мнению З.З. Ронкиной (1965), размывта. Вероятно, эти толщи формировались в более мелководных обстановках по сравнению с фациями берриаса. Видимая мощность нижнего подъяруса готерива разрезов р. Анабар составляет около 15 м. Осадки представлены песками светло-серыми мелкозернистыми с линзовидными прослоями известковых песчаников, конкрециями сидерита, обломками сидеритизированной древесины и слойками, обогащёнными углефицированным растительным детритом. Наиболее полные разрезы нижнего готерива наблюдаются в обнажениях о. Бол. Бегичев и на п-ве Пакса. Здесь выделяются две пачки: нижняя (мощностью 85 м), представленная однообразной толщей светло-серого цвета, налегает на глинистые осадки верхнего валанжина. В разрезе пачки преобладают алеврито-псаммитовые разности, встречаются линзовидные прослой известковых пород, гальки аргиллитов, обломки древесины и фаунистические остатки (пеллециподы и белемниты). Верхняя пачка (мощностью 90 м) сложена алевролитами светло-серыми и песками светло-серыми мелкозернистыми с прослоями темно-серых глин и глинисто-алевроито-песчаных пород. Зафиксированы прослой песчаников с известковистым цементом, включениями карбонатных конкреций, желваками пирита. Отмечаются обломки углефицированной древесины, отпечатки листовой флоры, фаунистические остатки главным образом двустворчатых моллюсков, редко аммонитов. Из этого следует, что по всей территории в течение валанжина и нижнего готерива происходило постепенное обмеление бассейна. На Восточном Таймыре и п-ве Юрюнг-Тумус в нижнем готериве установились обстановки, близкие к континентальным, между ними существовал морской залив. От островной суши, располагающейся в пределах современного п-ва Юрюнг-Тумус, до

района р. Анабар преобладали морские фации с хорошо выраженным трендом на углубление бассейна в северо-восточном направлении. Однако, до сих пор нет полного представления о том, какие обстановки господствовали севернее островов Бол. Бегичев, Преображения и Песчаный. Изучая области питания акваторий севера Средней Сибири в мезозое, В.Н. Сакс и З.З. Ронкина пришли к выводу о существовании близкого источника сноса в северо-западной части Анабаро-Хатангской седловины (Сакс, Ронкина, 1979). Исследователи показали на палеогеографических картах возвышенную сушу, ныне погруженную на дно моря Лаптевых. Результаты ультрамикроскопических и геохимических исследований валанжин-готеривских осадков п-ва Юрюнг-Тумус, проведенных автором, свидетельствуют о наличии уровней с повышенной концентрацией титансодержащих минералов. На рисунке 2 представлены данные, полученные с использованием сканирующего электронного микроскопа и микроанализатора минерального состава. В поле фотографии А изучен состав в шести точках: 1 — ильменит (Ti — 30 %, Fe — 37 %, Mn — 0,42 % содержание всех элементов приведено к 100 %), 2 — магнетит (Ti — 2,7 %, Fe — 59 %), 3 — кварц, 4 — хлорит (Ti — 1,21 %, Fe — 20,3 %, Mn — 0,27 %), 5 — сфен (Ti — 49 %, Fe — 3,18 %, V — 1,49 %), 6 — аморфное вещество гидрослюдистого состава (Ti — 1,2 %, Fe — 9 %). В поле фотографии В: 1 — титаномагнетит (Ti — 28 %, Fe — 33,5 %, V — 0,73 %, Mn — 2,2 %), 2 — пирит (Ti — 1,8 %, Fe — 44,6 %), 3 — магнетит (Ti — 4,4 %, Fe — 50 %), 4 — железистый хлорит (Ti — 9,6 %, Fe — 30 %), 5 — альбит, 6 — калиевый полевой шпат. В поле фотографии С: 1 — апатит (Fe — 1,05 %), 2 — биотит (Ti — 1,6 %, Fe — 14,5 %, Mn — 0,24 %), 3 — калиевый полевой шпат, 4 — калиевый полевой шпат, 5 — пелитоморфное железо (91 %) в поровом пространстве, 6 — альбит. На фотографии D представлено зерно сфена (примесь V до 2,8 %), E — ильменита, F — титаномагнетита (примесь Co, Mn, Mg, Al до 1 %), G — циркона, I — глобулы аутигенного пирита (примесь As до 2 %). Комплекс признаков указывает на то, что одним из источников сноса являлась высоко-титанистая серия базальтов, характерная для тыловых частей развитых островных дуг. Таким образом, подтверждается гипотеза В.Н. Сакса и З.З. Ронкиной о существовании в мезозое возвышенной суши севернее о-ва Большой Бегичев. Вероятно, это была островная дуга, которая отгораживала внутренний бассейн от океана и отчасти гасила его энергию.

Литература

Злобина О.Н. Литологическая характеристика отложений нижнего мела полуострова Юрюнг-Тумус (бухта Нордвик, Арктика) // Материалы IX Международной выставки и научного конгресса «ИНТЕРЭКСПО ГЕО-Сибирь-2013». Новосибирск: СГГА, 2013. Т. 1. С. 169–173.

Левчук М.А. Литология и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба // Новосибирск: Наука, 1985. 166 с.

Маринов В.А., Богомолов Ю.И., Игольников А.Е., Урман О.С., Писарев И.В. Валанжин и нижний готерив полуострова Юрюнг-Тумус (Анабаро-Хатангский прогиб) // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы научной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР В.Н. Сакса. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. Т. 1. С. 161–167.

Ронкина З.З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири // Л.: Недра, 1965. 162 с.

Сакс В.Н., Ронкина З.З. Новые данные о развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры // Геология и геофизика. Новосибирск, 1979. № 10. С. 3–16.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ АККОМОДАЦИИ И СЕДИМЕНТАЦИИ В РАННЕМ МЕЛУ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

С.О. Зорина

Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых, Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, svzorina@yandex.ru

В основе реконструкции механизмов формирования осадочных последовательностей

в платформенных бассейнах седиментации лежит интерпретация результатов совместного воздействия разнонаправленных и разноамплитудных геологических процессов, важнейшими из которых признаны глобальная эвстазия, «тектонический шум» и седиментационный градиент (Catuneanu et al., 1998; Vail et al., 1991; Neal, Abreu, 2009).

Для оценки роли всех трех факторов в формировании нижнемеловой осадочной толщи востока Русской плиты (ВРП) и выявления особенностей ее архитектуры проведено изучение совместного влияния изменяющегося аккомодационного пространства, доступного для заполнения осадками, и объема накопившегося осадочного материала. Аккомодация рассмотрена как произведение площади развития отложений и глубины бассейна, объем толщи — как произведение площади ее распространения и мощности.

В хроностратиграфическом разрезе нижнего мела ВРП методами лито-, био-, магнитостратиграфии выделено три мегасеквенции, разделенных региональными перерывами (Зорина, 2012): валанжинская, верхнеготеривско-аптская и альбская (рисунок). Ранг мегасеквенций соответствует циклам II порядка, длительность формирования которых составляет 3–50 млн лет (Vail et al., 1991). Каждая мегасеквенция имеет достаточно выдержанный в пространстве вещественный состав, но во времени их распространенность крайне неравномерна, что связано главным образом с локальным дискретным проявлением вертикальной тектоники.

Валанжинская мегасеквенция представлена фосфоритсодержащими песчаниками, конгломератами, участками бескарбонатными глинами; верхнеготеривско-аптская — бескарбонатными глинами с прослоями горючих сланцев, песками, альбская — бескарбонатными песчаными глинами с прослоями фосфоритсодержащих песков, песками.

Циклы 3 порядка (секвенции) детализируют строение мегасеквенций. Это генерализованные разрезы разновозрастных свит и толщ, выделяемых на ВРП согласно Унифицированным стратиграфическим схемам (1993). Циклы 3 порядка имеют высокую степень литолого-стратиграфической изученности по разрезу и латерали, что позволило определить их усредненную мощность (м), среднюю длительность накопления (млн лет) и площадь распространения (км²), а также вычислить скорость накопления осадков каждого цикла (м/млн лет) и объем осадочной толщи (км³).

Для количественных определений аккомодационного пространства требовались численные значения глубины палеобассейна. Оценка палеобатиметрии (рисунок) была выполнена на основе анализа микрофаунистических данных, полученных по детально расчлененному разрезу скважины 1, пробуренной на северо-востоке УСП (Зорина, Старцева, 2010).

Известно, что в конце позднего титона – берриасе, а после перерыва и в валанжине глубина бассейна не превышала 50 м (Сазонова, Сазонов, 1967).

По результатам проведенной нами оценки (Зорина, Старцева, 2010), верхнеготеривские-среднеаптские глины формировались в нижней неритической и верхней батинальной зонах, глубина бассейна незначительно варьировала относительно отметки 200 м, в целом оставаясь постоянной. Нижнеаптская пачка битуминозных глин и горючих сланцев сформировалась в верхней батинальной зоне на глубине порядка 250 м. Базальные слои среднего альба отлагались в нижней неритической зоне, затем произошло углубление бассейна и смещение области осадконакопления в верхнюю батиналь. Максимум глубины, зафиксированный в нижней половине среднеальбского разреза, оценивается в 350 м.

Таким образом, количественных данных оказалось достаточно для оценки изменения аккомодации от цикла к циклу и сравнения полученных значений с изменением объема осадочной толщи.

Этапы углубления и обмеления. Источником информации для выделения этапов углубления и обмеления рассматриваемого участка осадочного бассейна послужила кривая регионального уровня моря, построенная недавно для данного участка платформы (Зорина, 2012). Начало раннего мела характеризуется фазой обмеления, которое в позднем берриасе привело к прекращению осадконакопления и/или практически полному размыву ранее накопившихся песчано-конгломератовых толщ. Валанжинское углубление было незначительным и повлекло за собой накопление песчаников и конгломератов с фосфоритовыми гальками. В раннем готериве зафиксирован крупнейший региональный гиатус, на основании которого сделан

вывод об обмелении бассейна и прекращении осадкообразования. Поздний готерив – ранний апт отмечен плавной фазой углубления со стабилизацией, поздний апт — устойчивым обмелением, завершившимся позднеаптским-раннеальбским региональным гиатусом. В альбе реконструирован общий тренд углубления.

Площадь распространения. Максимальная площадь распространения нижнемеловых отложений на ВРП составляет 300 тыс. км². Кривая изменения данного параметра во времени носит неравномерный, ступенчатый характер, изменяясь от 0 (ранний готерив) до максимальных значений (баррем). Количественные данные о площадном развитии рассматриваемых отложений в совокупности с полученными численными значениями глубины их образования позволили оценить динамику изменения аккомодации во времени и в пространстве.

Трансгрессивно-регрессивная цикличность. Характер трансгрессивно-регрессивной цикличности во многом определяется динамикой площадного распространения нижнемеловых толщ, особенностями их перекрытия (рисунок). Основное время накопления осадочного материала всех мегасеквенций, кроме альбской, приходится на фазу трансгрессии. Раннеготеривская регрессия отличается кратковременностью и высокой интенсивностью, о чем свидетельствует практически полное отсутствие осадков на ВРП. При формировании альбской мегасеквенции длительность трансгрессивной фазы меньше регрессивной, что свидетельствует о стабилизации тектоно-эвстатического режима, а следовательно, и процессов седиментации.

Необходимо особо отметить раннеаптский событийный горизонт, представленный битуминозными глинами и горючими сланцами, являющийся региональным отражением глобального аноксического события ОАЕ-1а (Гаврилов и др., 2002). Данные слои формировались в условиях стабилизации трансгрессии на глубине около 250 м, а сразу после завершения их накопления последовала регрессивная фаза и незначительное обмеление бассейна (рисунок). По результатам проведенных построений стало очевидно, что причина наступления аноксии заключалась не в резком изменении трансгрессивно-регрессивного режима. Вероятнее всего, ее следует искать во внезапном ухудшении климатических условий, вызвавшем угнетение биоты (Read, 1998).

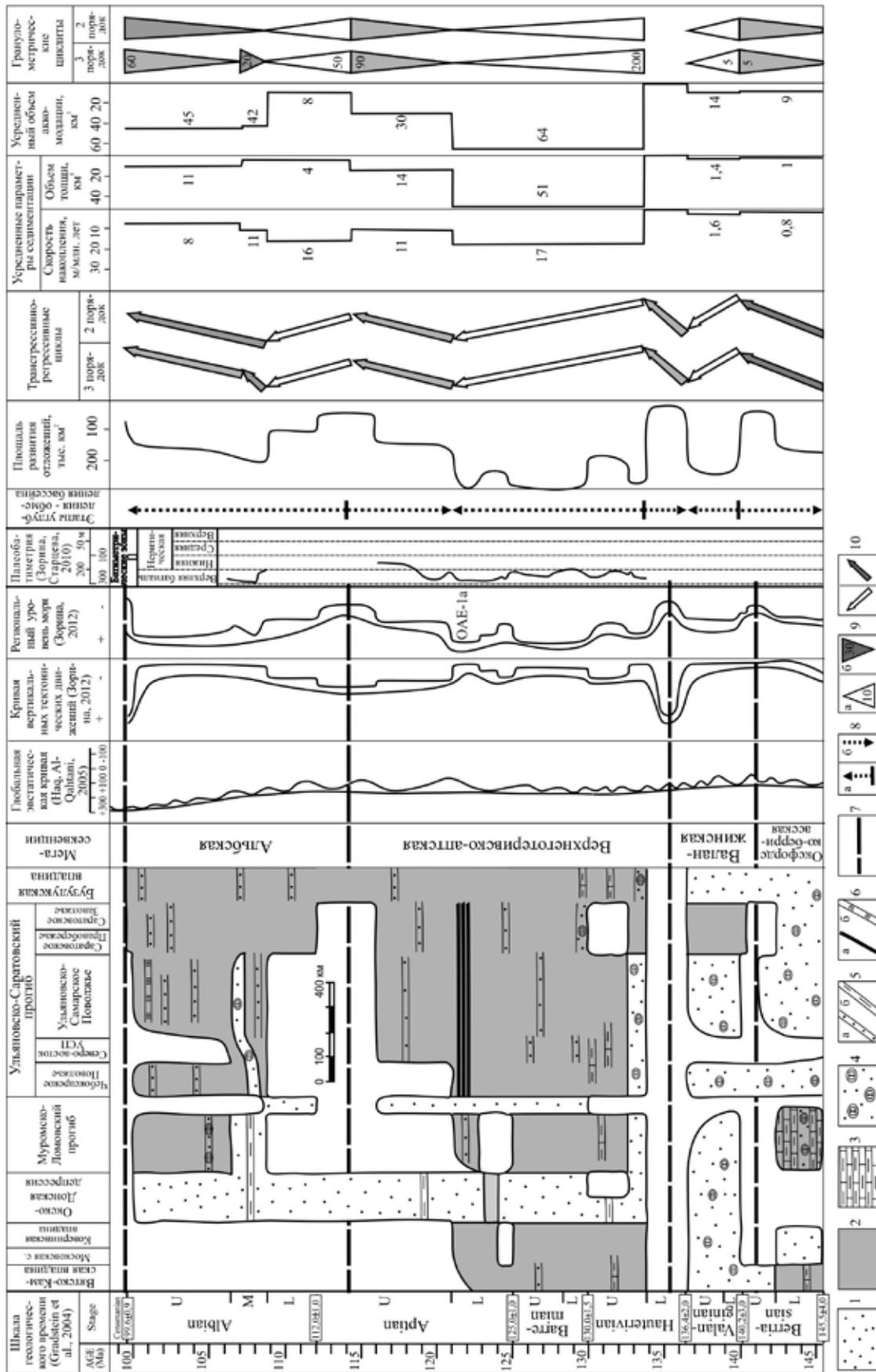
Параметры седиментации. Скорость накопления нижнемеловых толщ в целом можно оценить как достаточно равномерную с отдельными кратковременными всплесками ее увеличения. Верхнететонско-берриасские и валанжинские песчано-конгломератовые толщи формировались крайне медленно — со скоростью 0,8 и 1,6 м/млн лет, соответственно. В позднем готериве – апте накопление глин происходило в спокойном режиме со скоростью, не превышающей 11–17 м/млн лет. А конец альба отмечен замедлением темпов глинообразования до 8 м/млн лет.

Динамика изменения объема накопившихся толщ в основном соответствует изменению скорости осадконакопления, т.е. рост объемов осадков сопровождался увеличением скорости осадконакопления и наоборот. Данной закономерности не подчинены ниже-среднеальбские песчано-глинистые слои, накопление которых происходило на фоне роста скорости осадкообразования и снижения объемов толщи.

Объем аккомодационного пространства. Сопоставление численных значений объемов аккомодации и объемов накопившихся толщ позволили сделать весьма интересные выводы. В нижнемеловом разрезе ВРП не выявлены интервалы, в которых аккомодация была меньше объема накопившейся толщи и происходило бы засыпание бассейна осадками. Таким образом, в отличие от Западно-Сибирского бассейна, на ВРП не были созданы условия для образования деградационных последовательностей или клиноформ.

Сопоставимые значения аккомодации (64 км³) и объема осадка (51 км³) получены для глинистой толщи верхнего готерива – нижнего апта, что свидетельствует об отсутствии выраженного гранулометрического тренда и о формировании агградационной последовательности. Для остальных интервалов рассчитано, что объем аккомодации превышает объем осадочной толщи от 1,4 (глины верхнего альба) до 11,4 раз (глины среднего альба).

Анализ изменения аккомодационного пространства, доступного для осадконакопления, показал практически полную синхронность с динамикой изменения объемов накопившихся толщ: при росте аккомодации объем осадочных толщ увеличивался, при падении уменьшался.



Проградационно-ретроградационная и трансгрессивно-ретроградационная цикличность нижнемеловых отложений востока Русской плиты

1 — пески, 2 — глины; 3 — мергели; 4 — пески, 5 — мергели; 6 — глины; 7 — прослой опок; 8a — углубление, 8b — обмеление; 9a — ретроградная последовательность и ее мощность в м, 9b — проградационная последовательность и ее мощность в м; 10 — трансгрессивно-ретроградационный режим: а — трансгрессия с углублением, в — трансгрессия с обмелением

Единственным исключением является среднеальбский интервал, когда при резком (более чем в 5 раз) росте аккомодационного пространства объем накопившегося осадочного материала уменьшился.

Проградационно-ретроградационная цикличность. В основу построения шкалы проградационно-ретроградационной цикличности положено изменение гранулометрического состава пород по разрезу (рисунок).

Все мегасеквенции состоят из ретроградационной и проградационной составляющих, за исключением валанжинской мегасеквенции, у которой проградационная часть размыта. Однотипность строения объясняется воздействием на их формирование классических эволюционных механизмов: в трансгрессивную фазу бассейн углублялся, в регрессивную обмелевал. В нижнемеловых отложениях свидетельств несовпадения трансгрессивно-регрессивной и проградационно-ретроградационной цикличности не установлено, что еще раз подтверждает в целом более спокойный тектоно-эвстатический и седиментационный фон в раннем мелу в сравнении со средне-позднеюрским режимом осадконакопления.

Работа выполнена в рамках Проекта 609, финансируемого Международной Программой наук о Земле ЮНЕСКО и Международного Союза Геологических наук (UNESCO-IUGS-IGCP Project 609) «Climate-environmental deteriorations during greenhouse phases: Causes and consequences of short-term Cretaceous sea-level changes».

Литература

Гаврилов Ю.О., Щенетова Е.В., Барабощкин Е.Ю., Щербинина Е.А. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 359–380.

Зорина С.О. Среднеюрские-нижнемеловые тектоно-эвстатические циклиты востока Русской плиты // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444, № 6. С. 631–634.

Зорина С.О., Старцева Г.Н. Биофашии бентосных фораминифер, палеобатиметрия и секвенс-стратиграфия среднеюрских-нижнемеловых отложений востока Русской плиты (район Татарско-Шатрашанской скважины 1, Республика Татарстан) // Литосфера. 2010. № 4. С. 81–93.

Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Труды ВНИГНИ. Вып. LXII. Л.: Недра, 1967. 260 с.

Унифицированные стратиграфические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. СПб.: ВНИГРИ, 1993. 58 с.

Catuneanu O., Willis A.J., Miall A.D. Temporal significance of sequence boundaries // Sedimentary Geology. 1998. V. 121. P. 157–178.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge University Press. 2004. 589 p.

Haq B.U., Al-Qahtani A.M. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // Geoarabia. 2005. V. 10. № 2. P. 127–160, 2 charts.

Neal J., Abreu V. Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method // Geology. 2009. V. 37. № 9. P. 779–782.

Read J.F. Phanerozoic carbonate ramps from greenhouse, transitional and ice-house worlds: Clues from field and modelling studies // Carbonate Ramps. Geological Society. London, Special Publication. 1998. № 149. P. 107–135.

Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N., Perez-Cruz C. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology — an overview // Cycles and events in stratigraphy. Berlin. Springer-Verlag. 1991. P. 617–659.

О «КАМУФЛИРОВАННОЙ» ПИРОКЛАСТИКЕ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ РУССКОЙ ПЛИТЫ: МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ, МЕХАНИЗМЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

С.О. Зорина^{1,2}, Н.И. Афанасьева¹

¹Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых, Казань, svzorina@yandex.ru

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань

Известно, что вулканокластический материал, попадая в бассейн седиментации, легко преобразуется в более устойчивые минеральные компоненты — так называемую «камуфлированную пирокластику» (Коссовская, 1975). Свидетельства разгрузки пепловых облаков — слои с «камуфлированной пирокластикой» — обнаруживаются как в современных, так и в древних толщах Русской плиты (РП).

Так, в эдиакарских (верхневендских) отложениях Среднего Урала А.В. Маслов с коллегами впервые описали прослойки лито- и витрокластических туфов основного состава в толще туфогенных образований (Маслов и др., 2006). На пирогенную природу прослоев указывает преобладание в обломочной части андезито-базальтов и вулканических стекол с острыми краями и вскрытыми порами.

Примеры глинизации и окремнения верхневендских (редкинских) туфов описаны Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис (2000).

В среднедевонской-среднекаменноугольной нефтепродуктивной толще востока РП, сложенной органогенными известняками, установлена примесь вулканического материала (Кринари и др., 2003). Специальными методами рентгеновской дифрактометрии выявлено, что он представлен продуктами преобразования вулканического пепла: «пепловым смектитом», смешаннослойным иллитом-смектитом, цеолитами, неустойчивыми аллотигенными силикатами и др.

Л.Ф. Гулис с соавторами (Гулис и др., 2009), изучив зеленые глины в кровле семилукских отложений франского яруса верхнего девона, распространенные в Припятском прогибе, пришли к выводу, что они представляют собой измененный пепловый материал наземных эксплозивных извержений. Выпадение пеплов произошло на закарстованную поверхность семилукской толщи в период существования субаэральных условий. Последующая морская трансгрессия способствовала захоронению пеплового материала в карстовых полостях среди обломков закарстованных пород.

При рентгенографическом и петрографическом изучении вещественного состава нижнеказанских слоев в стратотипической местности Приказанского района было установлено, что глинистая составляющая доломитовых мергелей представлена чередующимися слоями монтмориллонит-слюда. Наличие разбухающего глинистого минерала (до 32 %) указывает на высокую вероятность образования данных слоев при диагенетическом преобразовании вулканического пепла (Зорина и др., 2011). В верхнеказанских образованиях, в слое «Подбой» (по терминологии М.Э. Ноинского) выявлено высокое (до 44 %) содержание смектита, источником которого, скорее всего, были вулканические эксплозии Уральского подвижного пояса.

Следы эффузивной деятельности в мезозое РП отмечались И.В. Ренгартемом и К.И. Кузнецовой (1967). Пирокластический материал выявлен ими в нижне- и средневожских мергелях и горючих сланцах в виде остроугольных осколков вулканических стекол с плоскоравновым изломом и газовыми включениями и обломков свежих кристаллов пироксена, амфибола и биотита.

З.А. Яночкиной и Т.Ф. Букиной (1985) при изучении цеолитсодержащих средневожских горючих сланцев Заволжья установлена «камуфлированная пирокластика» — минеральная ассоциация (монтмориллонит, цеолиты, вулканическое стекло), косвенно свидетельствующая о влиянии на ход осадконакопления синхронных вулканических процессов.

Комплексное изучение вещественного состава многочисленных фрагментов верхнемеловых и палеоценовых литостратонов, распространенных на востоке и юго-востоке РП

(Зорина и др., 2008), показало повсеместное присутствие в породах цеолитов, которые, наряду с бентонитоподобным глинистым веществом и вулканическими стеклами, представляют «камуфлированную пирокластику».

Палеоценовые и эоценовые вулканические пеплы Поволжья фиксировались многими авторами. Наиболее детально они исследованы методами электронной микроскопии саратовскими литологами (Ахлестина, Иванов, 2000). В.И. Муравьевым с соавторами (1997) в Южном Поволжье изучены позднепалеоценовые вулканические пеплы базальтоидного состава, сложенные черными и бурыми стеклами.

Наибольший интерес в изучении вещественного состава пепловых слоев представляет вопрос о трансформациях исходного вулканического материала в новые, более устойчивые минеральные компоненты. Тем самым, появляется возможность прогнозировать дальнейшие преобразования горной породы во времени.

Характернейшим диагностическим признаком «камуфлированной пирокластики» является парагенез аутигенных минералов: опал-кristобалит-тридимит (ОКТ), смектит, клиноптилолит, глауконит в ассоциации с полурасстворившимися обломками вулканических стекол, из которых они преобразовались. Причем состав конечной породы зависит от объема привнесенной пирокластики. Если количество пирокластического материала превышало количество терригенной компоненты, то в бассейне создавались условия для формирования пород мономинерального состава — опок, бентонитовых глин. При сопоставимых количествах терригенной и пирокластической компонент состав преобразованных пород оказывается смешанным.

Недавними исследованиями установлено, что в данную концепцию стадийного преобразования вещества (Япаскерт, 2008) логично укладывается формирование сеноманских цеолитсодержащих, глауконитсодержащих песчаников и алевролитов меловатской свиты (разрез «Меловатка», Волгоградская область) (Афанасьева и др., 2011); верхнемеловых цеолитсодержащих опок с прослоями бентонитоподобных глин разреза «Вишнево» (Саратовская область) (Зорина и др., 2012); даний-зеландских опок нижнесызранской свиты Каменноярского месторождения (Астраханская область) (Зорина и др., 2011); эоценовых смектитсодержащих глин киевской свиты Ивановского проявления (Волгоградская область) (Зорина и др., 2012).

Изучение кристаллохимических особенностей глауконита из глауконитсодержащих песчаников и алевролитов меловатской свиты сеномана (Афанасьева и др., 2011) показало, что ферриалюмокремнистый гель, образующийся при разложении пепловых частиц, явился источником реакционно способных и неустойчивых минеральных фаз, выявленных в составе меловатских пород: Fe-Al смектита, ОКТ и цеолита, а также железа при глауконитообразовании.

Коньяк-кампанские опоки с прослоями бентонитоподобных и глауконитовых глин разреза «Вишнево» (Зорина и др., 2012) включают парагенез аутигенных минералов (ОКТ, смектит, клиноптилолит, глауконит) в ассоциации с полурасстворившимися обломками вулканических стекол и являются продуктами их диагенетического преобразования, т.е. «камуфлированной пирокластикой».

Опоки с наиболее высоким содержанием ОКТ, являющиеся высококачественным адсорбционным сырьем, приурочены к нижнесызранской свите дания-зеландия. Ярким примером таких опок является Каменноярское месторождение (Астраханская область). Нанопетрографическое изучение показало (Зорина и др., 2011), что основная масса породы сложена глобулярным опал-кristобалит-тридимитом, образующим как небольшие скопления, так и сплошные кремнистые массы разной степени уплотненности. Среди глобулярных агрегатов отмечается большое количество обломков вулканических стекол с ребристой поверхностью и следами растворения по краям. Наличие обломков полурасстворившихся вулканических стекол и радиолярий, рассеянных глобуль и сплошных кремнистых масс разной степени уплотненности характеризуют метастабильное состояние вещества и свидетельствуют о происходящем переходе в более устойчивое физико-химическое состояние.

Наиболее вероятным механизмом образования опок считается диагенетическое преобразование кислых пепловых частиц с полимеризацией кремнезема, сопровождающееся глинизацией и цеолитизацией илов. Кремневый гель является неустойчивой физико-химической субстанцией и подвергается постепенной раскристаллизации с образованием сначала ОКТ-фазы,

а затем кварца. Процесс стадийного «старения» кремнистых пород, реконструированный Вон Радом с соавторами (Von Rad et al., 1978), во многом объясняет отсутствие опок в геологических разрезах древнее мезозоя.

По результатам нанопетрографического и рентгенографического изучения вещественного состава смектитсодержащих глин киевской свиты эоцена (Зорина и др., 2012) установлено, что важнейшей особенностью структуры глинистого вещества является метастабильное (неустойчивое) его состояние, выраженное в обилии полурасстворенных обломков кислых вулканических стекол и скелетов радиолярий, коллоидальных обособлений кремнистого, алюмокремнистого и ферриалюмокремнистого гелеподобного вещества и новообразований минералов группы смектитов.

После обработки большого объема собственного и опубликованного фактического материала, нами была проведена реконструкция преобразования пирокластик после разгрузки эруптивной тучи. Установлено, что трансформация вещества представляет собой многостадийный процесс. После разгрузки пепловых туч (I стадия) и осаждения частиц стекла дацитового состава в морском бассейне образуются клиноптилолит-радиоляриево-монтмориллонитовые илы (II стадия), подвергшиеся затем диагенетическому преобразованию. В настоящее время мы видим процесс распада клиноптилолита и радиолярий с переходом в ферриалюмокремнистые гелеподобные образования и новообразованный монтмориллонит (III стадия). Дальнейшее преобразование коллоидного вещества будет заключаться в интенсивном уплотнении, обособлении и раскристаллизации геля и завершится, вероятно, формированием глобулярного опал-кристобалит-тридимита и глауконита, а конечная фаза диагенеза (IV стадия) может привести к образованию глауконит-монтмориллонитовой глины с кремнистыми конкрециями (Von Rad et al., 1978).

Среднеэоценовыми источниками пирокластического материала — вероятными поставщиками вещества для формирования глин киевской свиты — могли быть активные эксплозии вулканических дуг Большого и Малого Кавказа (Дзоценидзе, 1965). Излияние вулканических лав могло сопровождаться выбросами кислого (легкого) пепла, который переносился воздушными потоками стратосферного слоя на РП.

Таким образом, «камуфлированная пирокластика» распространена в докембрийских и фанерозойских осадочных толщах РП практически повсеместно. В распоряжении исследователей имеется комплекс доступных методов ее фиксации, изучения стадийного преобразования вещества и прогнозирования дальнейших трансформаций. Разработаны удобные и весьма показательные диаграммы, позволяющие анализировать лабораторные данные. Например, с помощью TAS-диаграммы (Le Maitre et al., 2002) можно реконструировать химический состав первичной пирокластик, которая была преобразована в бентониты и т.п.

Главной задачей дальнейшего изучения слоев с «камуфлированной пирокластикой» мы считаем проведение реконструкций шлейфов распространения эксплозивного материала от областей активного вулканизма до участков разгрузки.

Литература

Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В. Атлас кремнистых пород мела и палеогена Поволжья. Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 2000. 166 с.

Гулис Л.Ф., Стрельцова Г.Д., Гулакова В.И. О происхождении зеленой глины в кровле Семилукского горизонта Припятского прогиба // Литосфера. 2009. № 1 (30). С. 37–42.

Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании пород и руд. М.: Недра, 1969. 344 с.

Зорина С.О., Афанасьева Н.И., Гревцев В.А., Наумкина Н.И., Михайлов А.А. Смектитсодержащие глины киевской свиты среднего эоцена Русской плиты и их генезис // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 146–155.

Зорина С.О., Афанасьева Н.И., Гревцев В.А. Литохимические и генетические особенности опок Каменнорядского месторождения (Астраханская область) // Отечественная геология. 2011. № 4. С. 70–76.

Зорина С.О., Афанасьева Н.И., Жабин А.В. Следы пирокластик в сантон-кампанских отложениях разреза «Вишневое» (Среднее Поволжье) // Литосфера. 2012. № 3. С. 3–13.

Зорина С.О., Руселик Е.С., Ильичева О.М., Неткасова Н.А., Силантьев В.В. Вещественный состав и условия образования пограничных отложений нижнего и верхнего подъярусов казанского яруса в

стратотипическом разрезе Приказанского района // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2011. № 1. С. 11–18.

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

Крибари Г.А., Королев Э.А., Пикалев С.Н. Вулканокластический материал в палеозойской толще Татарстана: методы выявления и роль в нефтедобыче // Литосфера. 2003. № 1. С. 27–38.

Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Ахлестина Е.Ф., Бабушкин Д.А., Каледва К.Г. Вулканические пеплы базальтового состава из палеоценовых отложений южного Поволжья // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 3. С. 327–330.

Ренгартен И.В., Кузнецова К.И. Пирокластический материал в позднерурских осадках Русской платформы // ДАН СССР. 1967. Т. 173, № 6. С. 1422–1425.

Le Maitre R. W. (editor), Streckeisen A., Zanettin B. et al. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. 2002. 236 p.

Von Rad U., Riech V. and Rxsch H. Silica diagenesis in continental margin sediments of Northwest Africa // DSDP. 1978. V. XLI. P. 879–905.

МИНЕРАГЕОДИНАМИКА КАЛИЙНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Р.Г. Ибламинов

*Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь,
riaminov@psu.ru*

Калийный литогенез является составной частью общего галогенеза. Соляные породы входят в состав эвапоритовых (галогенных) формаций и обычно завершают их. Галогенные формации образуются в бассейнах соленакопления, которые сами по себе являются пространственной или временной частью осадочных бассейнов, в составе которых они могут занимать различное положение, начиная или завершая их формирование.

Условия для образования бассейнов существуют в депрессиях рельефа. Депрессии должны быть достаточно большими по площади, а тектонические условия их существования — достаточно длительными, чтобы благоприятствовать накоплению мощных толщ осадков, дающих начало образованию не только отдельных горных пород, но и целых их совокупностей — геологических формаций. Подобные участки земной коры регионального уровня распространения, в которых создаются условия для генерации рассолов и концентрации солей, относятся к солеродным бассейнам.

В иерархии минерагенических подразделений земной коры солеродные бассейны являются одними из наиболее крупных территорий распространения месторождений. В свою очередь, они входят в состав минерагенических провинций и субпровинций. В пределах бассейнов можно выделять суббассейны, месторождения и залежи. На земном шаре существуют около 430 осадочных бассейнов (Ибламинов, 2007), из них 222 являются солеродными (Баталин и др., 1998).

Распространение полезных ископаемых в пространстве и во времени исследует *минерагеодинамика* — современная минерагения, рассматривающая закономерности размещения месторождений полезных ископаемых и их формирование на основе концепции *тектоники литосферных плит* (Ибламинов, 2001). Её составной частью является минерагеодинамика литогенеза, изучающая распространение бассейнов полезных ископаемых в пространстве и во времени.

Положение солеродных бассейнов определяется двумя главными факторами: тектоническим (палеотектоническим) и климатическим (палеоклиматическим). Тектонические обстановки — это глобальные, региональные или местные геодинамические условия существования региона. Ими определяются: 1) палеорельеф территории, характер бассейнов осадконакопления, источники сноса и состав терригенного материала, возможности хемогенного и биогенного седиментогенеза, а следовательно, набор формаций осадочных горных пород; 2)

сохранность геологических формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых при последующих тектонических процессах, т.е. будут ли они эксгумированы в дальнейшем, подвергнуты эрозии и разрушению или захоронены и сохранены.

Существование бассейнов осадконакопления является необходимым, но не достаточным фактором галогенеза. Главным и определяющим является климатический фактор. Он требует, чтобы бассейн осадконакопления находился в условиях тропических климатических поясов, расположенных к северу и к югу от экваториального пояса в интервале примерно 20–40° северной или южной широты, что отвечает современным условиям аридного литогенеза (Страхов, 1962).

Попадание какого-либо осадочного бассейна в условия аридного климата обеспечивает глобальная геодинамика (Ибламинов, 2013). Она включает ротационную геодинамику, приводящую к перемещению континентов в северном или южном направлениях, глобальную общемантийную геодинамическую конвекцию вещества мантии, приводящую к формированию и распаду суперконтинентов (циклы Вилсона), конвекцию вещества верхней мантии, обуславливающую субдукцию и коллизию (циклы Бертраана) (Хаин, Короновский, 2008).

Влияние глобальной геодинамики не ограничивается перемещением континентов, геодинамика способна сама влиять на климатические условия. Схождение плит с образованием мега- и суперконтинентов вместе с ротационной тектоникой приводят к скучиванию континентов близ экватора и преобладанию на планете аридных условий литогенеза.

Таким образом, первый фактор, обеспечивающий галогенез, — это глобальная геодинамика, приводящая в движение континенты и группирующая их в период формирования суперконтинентов в приэкваториальных областях.

Существование жаркого аридного климата в определенных поясах Земли, по-видимому, является постоянным. Несмотря на это, положение галогенных формаций в пространстве земной коры изменяется, что указывает на нахождение в благоприятных климатических широтах континентов и их частей. Это подтверждает геодинамическую основу процессов соленакопления. Именно движение литосферных плит обеспечивает попадание континентов в благоприятные для галогенеза климатические условия. Обращает на себя внимание неравномерное распределение количества бассейнов и ресурсов калийных солей в геологической истории (таблица).

Отчетливо выделяются две важнейшие минерагенические эпохи калийного седиментогенеза: девонская и пермская.

Распределение калиеносных бассейнов по циклам Бертраана и геологическим периодам (использованы данные Э.А. Высоцкого и др., 1988)

Цикл Бертраана	Геологический период	Бассейн
Байкальский (венд – кембрий, 600–490 млн лет)	Вендский, кембрийский	Соляной Кряж?, Восточно-Сибирский
Каледонский (ордовик – ранний карбон, 500–320 млн лет)	Силурийский	Мичиганский
	Девонский	Элк Пойнт-Саскачеванский, Морсовский, Припятско-Донецкий, Эдавейл, Тувинский
Герцинский (карбон – пермь, 320–250 млн лет)	Каменноугольный	Юго-востока Канады (Монктон), Скалистых гор (Парадокс, Игл)
	Пермский	Припятско-Днепровский, Волго-Уральско-Предуральский, Прикаспийский, Средне-Европейский, Амазонский, Пермский
Киммерийский (триас – мел, 250–65 млн лет)	Триасовый	Среднесредиземноморский
	Юрский	ЮжноЕвразийский
	Меловой	Южно-Атлантический, Индо-Синийский
Альпийский (олигоцен – голоцен, 65–0 млн лет)	Палеогеновый	Средиземноморский
	Четвертичный	Африкано-Аравийский, Цайдамский

Девонская эпоха характеризовалась палеотектоническими обстановками, обусловленными крупными коллизионными процессами, связанными с закрытием каледонских океанов и завершением всего каледонского цикла Бертраана. Они привели к формированию мегаконтинента Лавруссия, на котором существовали остаточные мелководные периколлизионные моря.

Важную роль сыграли геодинамические движения континентов, которые привели к нахождению Лавруссии в течение девонского периода в приэкваториальных широтах.

В течение пермского периода произошло формирование суперконтинента Пангея, обусловленное одновременным окончанием и герцинского цикла Бертраана, и мегацикла Уилсона. При этом, как указывают В.Е. Хаин и Н.В. Короновский, суперконтиненты в силу ротационных процессов стремятся располагаться в приэкваториальной зоне. Отсюда следует важный вывод о том, что совпадение окончания циклов Бертраана и Уилсона приводит к наиболее интенсивному соленакоплению (пермская эпоха).

Вторым, не менее важным, является региональный геодинамический фактор, который, в конечном счете, является результатом действия глобального. Региональный фактор обуславливает структурно-тектонические условия зарождения, существования и закрытия бассейнов осадконакопления. Он влияет не только на тектонические условия бассейна, но и на состав хемогенных осадков.

В условиях сложно построенных бассейнов, которые вначале развиваются как синеклизные, а затем переходят или соединяются с глубоководными типа предгорных, галогенез начинается в мелководных синеклизных бассейнах с накопления карбонатов и гипса. Наличие мелководного подготовительного бассейна и связанного с ним более позднего по времени образования глубоководного суббассейна (бассейна конечного стока) обеспечивает в последнем преимущественно хлоридное соленакопление.

В тектонических условиях простых впадинных бассейнов, которые могут формироваться в рифтовой обстановке, либо обстановке глубоководных впадин типа Прикаспийской, имеет место быстрое «лавиное» осадконакопление. В результате в ассоциации с гипсом происходит сульфатное калийное соленакопление, которое может завершаться хлоридным.

В качестве первого примера проанализируем развитие Восточно-Европейского (Волго-Уральско-Предуральского) бассейна. Первоначально в протерозое он формировался как рифтогенный, затем в позднем венде — как синеклизный, в палеозое — как плитный перигерцинский, в позднем палеозое — как Предуральский. Ограниченный галогенез в нем мог иметь место в условиях трансгрессивной обстановки периспрединого режима во время накопления морской мелководной глинисто-карбонатной койвинско-афонинской (D_2kv-D_2af) формации, поскольку в это же время накапливались соли в Подмосковном бассейне. В подобной же обстановке образовалась вышележащая прибрежно-морская песчано-глинистая старооскольско-тиманская (D_2s-D_2t) формация. Последовавшая субдукция в герцинском палеоокеане отозвалась перисубдукционным режимом на платформе с переходом к регрессивной обстановке и накоплению терригенно-карбонатной саргаевско-турнейской (D_3sr-C_1t) формации и образованием системы «некомпенсированных прогибов», а затем и к существованию эмерсивной обстановки и накоплению континентальной песчано-глинистой угленосной косьвинско-тульской ($C_1ks-C_1tl_1$) формации.

После активной фазы субдукции продолжилось формирование морской карбонатной формации ($C_1tl_2-P_1ag$). При этом её терригенно-известняковая субформация ($C_1tl_2-C_2$) в верхнем карбоне сменилась известняково-доломитовой (C_3-P_1ag). Последнее свидетельствует о начале перехода платформы в периколлизионный режим и о постепенном смещении Волго-Уральского бассейна в аридную зону. На Западном Урале переход к коллизионному режиму отвечает смене рифогенно-биогермной битуминозной формации (C_2-C_3) терригенной флишоидно-молассоидной (P_1a-ag), которая формировалась уже в регрессивной обстановке краевого прогиба. Возникает Предуральский суббассейн, который заполняется коллизионной кунгурской молассовой формацией, терригенной в Западно-Уральской мегазоне и эвапоритовой в Предуральском краевом прогибе.

На платформенной части территории в условиях регрессивной периколлизионной обстановки образуется сульфатно-карбонатная субформация эвапоритовой формации (P_1k), которая на западе перекрывается эмерсивной молассовой терригенной лагунно-континентальной средне-верхнепермской формацией (Ибламинов, 2010).

Непосредственно в прогибе во второй половине кунгурского века накопилась верхняя галогенная часть эвапоритовой формации. Её накоплению способствовали тектонический и климатический факторы.

К концу раннепермской эпохи вдоль восточной окраины Европейского континента образуется крупный вытянутый в северо-западном направлении Предуральский суббассейн. Он существовал в различных климатических зонах. При этом аридизация климата и, по-видимому, температура водного бассейна увеличивались в юго-восточном направлении в сторону Прикаспийской впадины.

Северная часть Предуральского суббассейна была достаточно мелководной благодаря существованию в перисубдукционной обстановке Пайхоя, коллизия которого произошла позднее в раннем мезозое. В этой части в кунгурско-татарское время сформировалась Печорская угленосная формация, указывающая на гумидный климат этой зоны. Угленосная формация распространяется из впадин Предуральского прогиба в прилегающую с запада территорию Печорской впадины Баренцево-Печорской плиты.

Южнее в районе р. Щугор происходит замещение кунгурской угленосной формации сульфатно-галогенной. Здесь, в Верхнепечорской впадине Предуральского прогиба, накапливается толща солей мощностью до 470 м, в которой выделяется подстилающая каменная соль, горизонт калийно-магниевого (сильвинит-карналлитового) солей и покровная каменная соль. Верхнепечорская залежь солей на юге ограничена Полюдовско-Колчимским антиклинорием.

Ещё южнее располагается Соликамская впадина прогиба, которая вмещает одно из крупнейших в мире месторождений — Верхнекамское месторождение Предуральского суббассейна, состав и вертикальное строение которого в целом аналогично Верхнепечорскому. Мощность соляной толщи здесь достигает 600 м. Соликамская впадина с юга ограничивается Косьвинско-Чусовской седловиной, которая сменяется Юрюзано-Сылвинской впадиной. В её пределах А.А. Иванов (1973) выделяет Косьвинско-Сылвинский суббассейн, в котором расположено Шумковское месторождение каменной соли. Её накопление происходило в начале иренского времени кунгурского века. Толща каменной соли суббассейна, по-видимому, может сопоставляться по времени образования с подстилающей солью впадин, описанных выше. В расположенной южнее за поднятием Каратау Бельской впадине также распространены отложения каменной соли (Соль-Илецкое месторождение).

Таким образом, на примере Волго-Уральско-Предуральского бассейна отчетливо проявляется влияние тектонического и климатического факторов на его формирование и состав. Наличие в позднем карбоне – ранней перми на обширной территории Волго-Урала синеклизного платформенного подготовительного бассейна обусловило изменение к концу кунгурского времени состава рапы в сторону уменьшения гидрокарбонатов кальция и магния, сульфатов кальция и увеличения концентрации хлоридов натрия, калия и магния. Попадание подготовленной таким образом рапы в конечные впадинные ванны обусловило специфику состава солей Верхнекамского месторождения.

Примером простого впадинного бассейна может быть Прикаспийский. Отсутствие в нем подготовительного бассейна привело к концентрации наряду с гипсом сульфатных солей калия, магния и кальция (Молоштанова, 2013), которое продолжилось хлоридным галогенезом и завершилось накоплением бишофита. Своеобразие состава Прикаспийского бассейна позволяет рассматривать его в качестве самостоятельного, лишь частично связанного с Предуральским.

Литература

- Баталин Ю.В., Тихвинский И.Н., Чайкин В.Г. Вещественно-геодинамическая систематизация и эволюция галогенных формаций // Отечественная геология. 1998. № 5. С. 17–21.
- Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З. Калиеносные бассейны мира. Минск: Наука и техника, 1988. 387 с.
- Ибламинов Р.Г. Основы минерагеодинамики. Пермь: Пермский ун-т, 2001. 250 с.
- Ибламинов Р.Г. Минерагеодинамика нефтегазоносных бассейнов // Вестник Пермского ун-та. 2007. Вып. 4. «Геология». С. 8–25.
- Ибламинов Р.Г. Формации и палеотектоника Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна // Геология и нефтегазоносность северных районов Урало-Поволжья: сб. науч. тр. к 100-летию со дня рождения проф. П.А. Софроницкого. Пермь: Перм. гос. ун-т, 2010. С. 190–193.
- Ибламинов Р.Г. Палеотектонические обстановки формирования месторождений солей // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей. Вып. 16. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2013. С. 263–265.

Ибламинов Р.Г. Минерагеодинамические факторы калийного галогенеза // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: статьи по материалам региональной научно-практической конф. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т, 2013. С. 10–14.

Иванов А.А. Минеральные соли // Геология СССР, т. XII. М.: Недра, 1973. С. 522–536.

Молоштанова Н.Е. Характеристика полигалитовых руд Жилинского месторождения калийных солей // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей. Вып. 16. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т, 2013. С. 263–265.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.

Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля. От ядра до ионосферы: учебное пособие. 2-е изд. М.: КДУ, 2008. 244 с.

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОЗДНЕМИОЦЕНОВОЙ ТОЛЩИ НА ШЕЛЬФЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА НА ОСНОВЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ, ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ И НЕФТЕГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

**М.К. Иванов¹, Е.Е. Карнюшина¹, А.И. Конюхов¹, И.Н. Керусов², А.Э. Жаров³,
А.В. Бычков⁴, А.Л. Волконская¹, Г.А. Калмыков¹, О.В. Крылов¹**

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, evget@geol.msu.ru,
konyuhov@geol.msu.ru

²ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», igor.kerusov@Lucoil.com

³ОАО «НК «Роснефть», ae_zharov3@rosneft.ru

⁴ООО «РН-СахалинНИПИморнефть», avbychkov@sakhnipi.ru

Литофациальный анализ и генетическая типизация природных резервуаров верхнего миоцена на шельфе северо-восточного Сахалина выполнены с целью прогноза нефтегазоносности нижненутовской толщи. Мощность этой терригенной толщи превышает 2000 м, ее промышленная разработка в Северо-Сахалинском бассейне ведется по проекту «Сахалин 1» на месторождениях Одопту-море, Чайво и Аркутун-Даги. Особенностью объекта исследования является расположение его в Одоптинском трого, уникальная структура которого состоит в том, что на западе он ограничен островной сушей, на востоке — Восточно-Одоптинским поднятием.

В задачи работы входили: интерпретация данных сейсморазведки; выделение секвенций с использованием серии сейсмических профилей 2D, ГИС и данных бурения; макро- и микроизучение образцов керна опорных разрезов скважин; анализ цикличности отложений; выделение литофаций с построением соответствующих схем, профилей и оценкой коллекторов основных целевых горизонтов на примере месторождения Одопту-море; построение схем обстановок седиментации и выделение генетических типов резервуаров в пределах изучаемого объекта.

На первом этапе исследований в нижненутовской толще были выделены секвенции, обозначенные снизу вверх буквами от К до V. Они отвечают крупным трансгрессивно-регрессивным циклитам, в отдельных случаях — их трансгрессивному либо регрессивному элементам. Границы между секвенциями проведены по основным отражающим горизонтам, которые выдержаны по площади и соответствуют кровле отложений, образовавшихся во время максимальных морских трансгрессий (таблица).

Секвенс-стратиграфические единицы нижненутовской толщи

Секвенция	К	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V
Основные отражающие горизонты	710 – 850	700 – 710	650 – 700	600 – 650	550 – 600	430 – 550	260 – 430	240 – 260	220 – 240	200 – 220	130 – 200	100 – 130

Строение секвенций было установлено по результатам изучения состава толщи по керну, выделению литотипов и анализу цикличности отложений по данным интерпретации ГИС.

Изученный разрез сложен полевошпатово-кварцевыми граувакковыми песчаниками, алевролитами, алевропесчаниками; глинисто-алевритовыми смешанными породами; встречаются ритмиты туффитовые глинисто-алевролитового состава, а также гравийно-дресвяные и дресвяно-гравийные отложения. Терригенный материал, угловатый и в различной степени окатанный, включает крупные обломки ледового разноса. Встречаются фрагменты тонкостенных двустворок, иногда онколиты, углефицированные древесина и растительный детрит. Цемент в песчаниках и алевролитах, обычно глинистый, распределен неравномерно. В его составе преобладает иллит и смектит, второстепенное значение имеют смешаннослойные минералы, хлорит, изредка встречается каолинит. Среди аутигенных образований присутствуют оксиды железа, глауконит, кальцит, сидерит, пирит. Карбонатизация нередко обусловлена наложенными процессами в проницаемых песчаных пластах.

Основные литотипы представлены песчаниками, алевро-песчаниками, песчано-алевритовыми породами, алевролитами, глинисто-алевритовыми разностями, глинами алевритовыми и чистыми. Дополнительно были выделены вторично карбонатизированные алевролиты и песчаники.

Цикличность нижненутовской толщи, вскрытой скважинами на месторождении Одопту-море, рассмотрена для каждого из сейсмокомплексов от К до V. Выделение элементарных циклитов — последовательных сочетаний литотипов — было выполнено в масштабе 1:200. В изученных разрезах наблюдаются преимущественно двух- и трехчленные циклиты. Элементарные циклиты в рамках секвенций объединены в циклопачки, группирующиеся в комплексы, проиндексированные снизу вверх от I до XVIII.

Литофации выделены по соотношению основных групп литотипов: 1 — песчаных (песчаники и алевропесчаники), 2 — алевритовых (алевролиты, песчано-алевритовые и глинисто-алевритовые породы), 3 — глинистых (глины алевритистые и чистые). Их сочетаниям соответствуют литофации: песчаная, алевритово-песчаная, песчано-алевритовая, глинисто-алевритово-песчаная, алевритово-глинисто-песчаная, алевритовая, глинисто-песчано-алевритовая, песчано-глинисто-алевритовая, глинисто-алевритовая, алевритово-песчано-глинистая, песчано-алевритово-глинистая, алевритово-глинистая, глинистая.

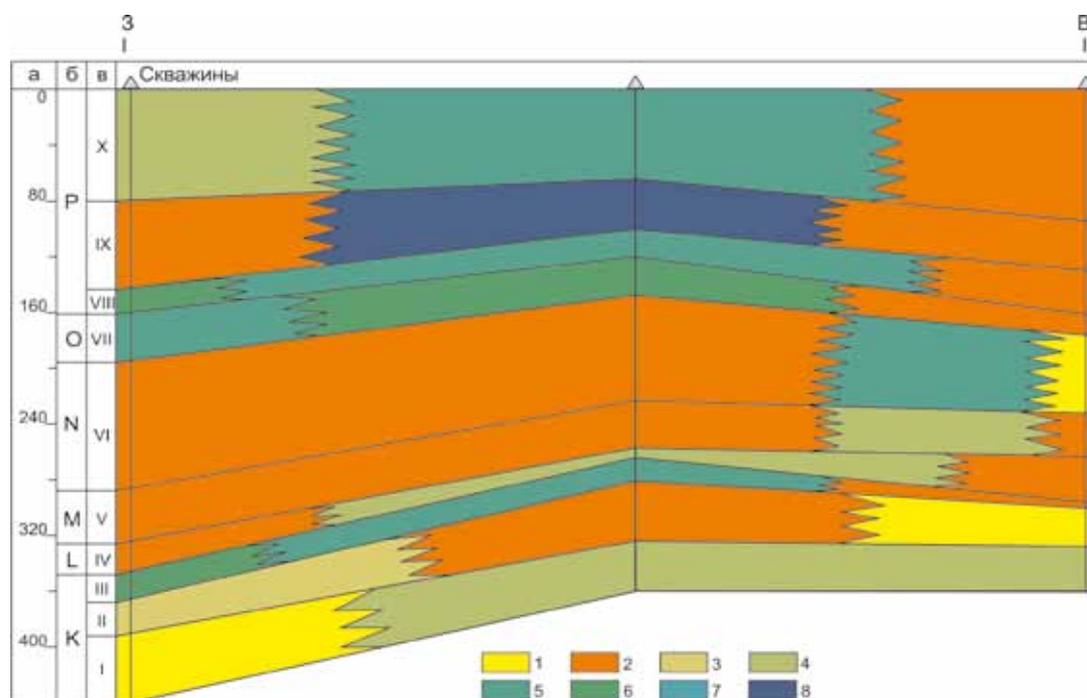


Рис. 1. Литофациальный профиль секвенций К-Р по линии I-I. Месторождение Одопту-море. Графы на рисунке: а — масштаб толщин (м), б — секвенция, в — комплекс циклопачек; 1-8 — литофации: 1 — алевритово-песчаная, 2 — песчано-алевритовая, 3 — глинисто-алевритово-песчаная, 4 — глинисто-песчано-алевритовая, 5 — песчано-глинисто-алевритовая, 6 — глинисто-алевритовая, 7 — песчано-алевритово-глинистая, 8 — алевритово-глинистая. Прочие обозначения на рис. 2

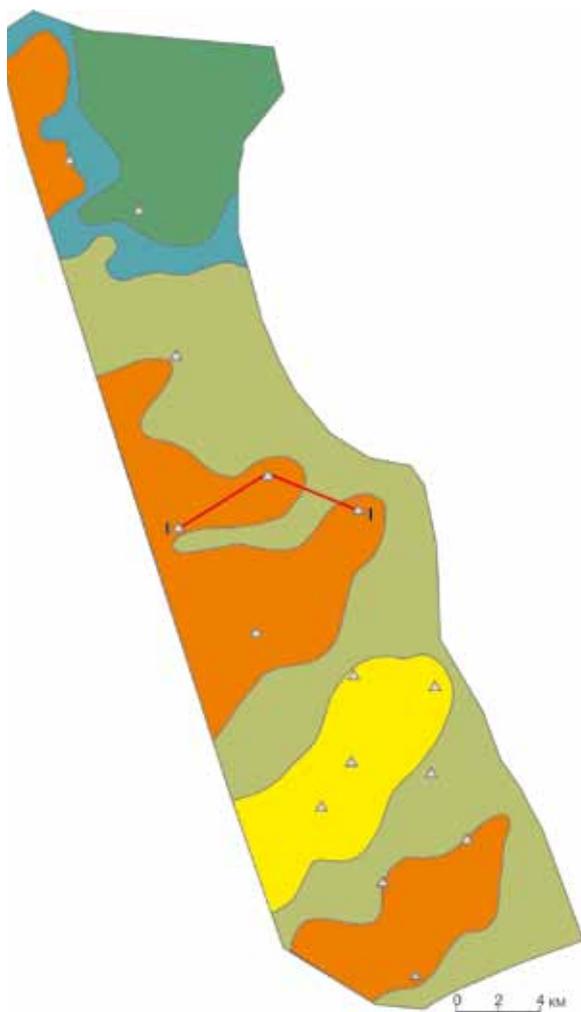


Рис. 2. Литофациальная схематическая карта секвенции М. Месторождение Одопту-море. I-I — линия направления литофациального профиля. Прочие обозначения на рис. 1



Рис. 3. Обстановки седиментации секвенции М на площади объекта исследования.

1–8 — обстановки: 1 — приливно-отливная, 2 — пляж и верхняя часть подводного берегового склона, 3 — дельтовые рукава, 4 — продельта, 5 — подводный береговой склон, 6 — средний шельф, 7 — впадина, 8 — подводный конус выноса; 9 — Восточно-Одоптинское поднятие

На следующем этапе исследования проводился комплексный анализ цикличности и рядов литофаций в различных секвенциях. Проиллюстрируем этот методический подход на примере строения толщи в интервале секвенций К–Р по направлению поперечного профиля через месторождение Одопту-море (рис. 1). Было установлено, что аккумулятивные тела песчано-алевритовой и алевритово-песчаной литофаций наиболее часто образуют линзы гранулярных коллекторов в комплексах циклопачек I–VI (секвенции К–N). В вышележащих комплексах они встречаются локально. Линзы коллекторов тяготеют к западной и центрально-южной части месторождения, расположены кулисообразно и в различной степени гидродинамически связаны. Наиболее эффективным флюидоупором служат породы алевритово-глинистой литофации циклопачек VII–X в составе секвенций O–P.

Обстановки аккумуляции отложений определялись по структурно-текстурным, вещественным признакам отложений и положению их в вертикальных и латеральных рядах литофаций. Установлено, что они соответствуют зонам седиментации в ряду: приливно-отливная – валы подводного берегового склона – субаквальная дельта – продельта – нижняя часть подводного берегового склона.

Например, литофации секвенции М, отвечающие продуктивным пластам XX-1, XX-2 и XX-3, суммарной толщиной до 30 м, на северо-западе месторождения Одопту-море, имеют глинисто-алевритово-песчаный и глинисто-алевритовый состав (рис. 2). Они формировались

в зоне валов подводного берегового склона. Южнее распространены нефтегазонасыщенные алевритово-песчаные и песчано-алевритовые отложения палеодельты Амура толщиной до 80 м. Эти коллекторы имеют открытую пористость (среднее) — 26%, коэффициент нефтенасыщения — 58%. При испытаниях из них был получен приток газа в объеме до 250,9 тыс. м³/сут.

Коллекторы дельтового генезиса простираются в северо-восточном направлении, где замещаются песчано-алевритово-глинистыми и глинисто-песчано-алевритовыми литофациями фоновой бассейновой седиментации. Их толщина в северной части месторождения вне зоны дельтовой седиментации не превышает 10–20 м, на южном направлении возрастает до 50 м.

По сейсмическим данным толщина секвенции М в восточной периферии Одоптинского трога сокращается. Она резко возрастает в юго-восточной части площади исследования, где кровля отложений погружается. Это дало основание для выделения здесь подводного конуса выноса. При этом областью сноса терригенного материала было Восточно-Одоптинское поднятие (рис. 3).

Методика, отработанная при анализе строения секвенции М, была применена для обработки данных по всем основным целевым горизонтам, что позволило уточнить критерии выявления разнородных геологических тел и природных резервуаров. Установленные закономерности размещения песчаных тел различного генезиса позволяют косвенно оценивать емкостные свойства коллекторов. Данные о литофациях и обстановках седиментации обеспечивают целенаправленные поиски и разведку неструктурных ловушек и залежей углеводородов в нижнелуговой толще на шельфе северо-восточного Сахалина.

РОЛЬ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ЭВОЛЮЦИИ СОЛЕННЫХ УГЛЕЙ

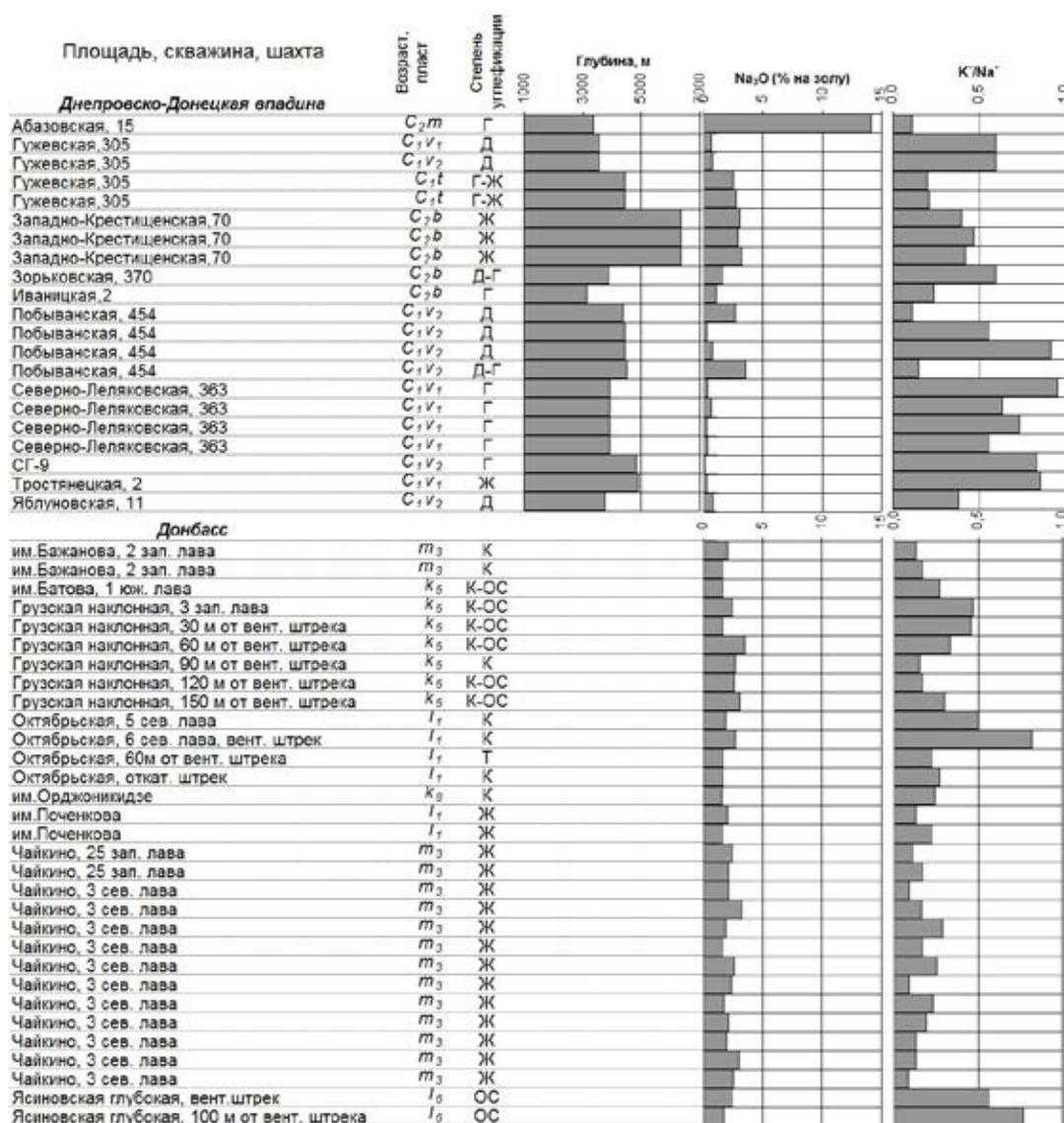
А.В. Иванова

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Ariadna.v.ivanova@gmail.com

Автором предложена и обоснована концепция засоления углей на стадии седиментодиагенеза. Степень засоления связана с палеогеографическими условиями накопления торфа, которые обеспечивают возможность проникновения в него морских вод, что характерно для паралических формаций. В областях развития галогенных образований источником засоления являлись продукты их разрушения, в регионах с проявлениями вулканизма — производные магматической и постмагматической деятельности. Именно на стадии торфяника за счет водорода функциональных групп гуминовых кислот идет обмен, при котором водород замещается сильными основаниями, в т. ч. натрием. На примере зарубежных и украинских углей показано, что этот процесс не является локальным, а весьма широко распространен (Иванова, 1983а, 1983б, 2001, 2004; Иванова, Кривега, 1985).

С позиций седиментодиагенетического засоления углей вопрос о формах связи натрия с органическим веществом (ОВ) на разных стадиях его углефикации имеет не только большое прикладное, но и теоретическое значение. Исследования форм связи неорганических компонентов, в частности, натрия и хлора, с ОВ бурых углей проводились в Германии (Wenzel und and., 1985). В пробах с зольностью 14–40% было определено 1,8–4,7% Na₂O и 0,1–2,9% Cl (на уголь). По данным рентгенографического анализа минеральную фракцию составляет кварц и каолинит. Отсюда авторы сделали вывод, что неорганические составляющие золы не входят в минеральную фракцию. Большая часть натрия (60–78% Na₂O от общего) оказалась связанной с ОВ в форме обменных катионов. Около 10–25% натрия является водорастворимым и может быть связано с хлором.

По мере роста степени углефикации, т.е. увеличения содержания ароматических ядер и их конденсированности с одновременным уменьшением количества боковых цепей, способность к ионообмену уменьшается. Если характерным признаком бурых углей является наличие гуминовых кислот, в том числе фенольных гидроксильных и карбоксильных функциональных групп, являющихся обменными центрами, то в каменных углях их количество значительно



Содержания оксида натрия и соотношение щелочных металлов в углях приосевой зоны Днепро-Донецкой впадины и открытого Донбасса

падает (длиннопламенные и газовые угли), достигая в жирных и коксовых углях нулевых значений (Манская, Дроздова, 1964).

Сведения о формах связи натрия и хлора в длиннопламенных углях получены по данным сокращенных химических анализов золы (по 205 образцам) и результатам анализов водных вытяжек углей (по 105 пробам) Новомосковского месторождения Западного Донбасса. В отличие от бурых, в исследованных углях основное количество натрия является водорастворимым, содержание которого колеблется от 53 до 93 %, составляя в среднем 76 % (в форме Na₂O). При этом подавляющее количество натрия связано с хлором, находясь с ним в стехиометрическом соотношении (0,65). Доля натрия, несвязанного с хлором, составляет в среднем 17,6 %. Проведенный расчет показал, что натрий, неэквивалентный хлору, находится в стехиометрическом соотношении с сульфат-ионом. По данным рентгеноструктурного и рентгенофазного анализов углей Новомосковского месторождения (Ковалев и др., 1989; Симонова, Шендрик, 1995), основная часть водорастворимого натрия входит в состав галита, в меньшей степени — глауберита. Среди минеральных примесей в углях наиболее широко распространен пирит, марказит, кварц и каолинит. В последнем содержится незначительное количество натрия в виде примеси, в связи с чем можно допустить, что нерастворимый в воде натрий (в среднем 24 %) связан с ОВ угля в форме обменных катионов.

В Днепроовско-Донецкой впадине по данным 53 водных вытяжек углей от длиннопламенных до жирных с зольностью до 40 % доля водорастворимого натрия составляет в среднем 70,5 %, причем до 95 % натрия связано с хлором. Неорганические микрокомпоненты представлены в основном кварцем, кальцитом, сидеритом, пиритом, каолинитом и мусковитом, среди которых только каолинит и мусковит содержат натрий в виде примесей. Поэтому можно предположить, что нерастворимый в воде натрий (около 30 %) входит в поглощающий комплекс ОВ углей.

Таким образом, по мере углефикации ОВ в нем увеличивается количество водорастворимого натрия и уменьшается его содержание в форме обменных катионов.

Начальный уровень засоления не остается постоянным, так как тесно связан с последующими наложенными процессами, которые приводят к рассолонению угля. Главным фактором обессоливания является метаморфизм. Он приводит к карбонизации органического вещества и выделению из него химических примесей с поровыми водами и отщепляющимися функциональными группами. При наличии соответствующих тектонического и гидрогеологического режимов происходит вынос продуктов метаморфизма и обессоливание угля (Иванова, 1983а, 1983б, 2001, 2004; Иванова, Кривега, 1985). Однако в условиях отсутствия объективных условий, в частности, активного водообмена, свою соленость могут сохранять и угли высокой степени метаморфизма (Ж-ОС), вплоть до антрацитов, например, угли ряда месторождений Великобритании, Германии и Чехии (Иванова, Кривега, 1985). Угли от длиннопламенных до отощенно-спекающихся с повышенным содержанием натрия и хлора зафиксированы на глубоких горизонтах карбона Днепроовско-Донецкой впадины, а также в шахтах открытого Донбасса (рисунок).

Проблема формирования и эволюции соленого угля имеет общегеологическое значение. С позиций седиментодиагенетического засоления могут решаться вопросы по установлению палеогеографических условий торфонакопления, корреляции геологических событий и уточнения истории геотектонического развития исследуемых регионов, установления солевого баланса впадин и др. Геологический аспект проблемы соленого угля тесно связан с технологической задачей его освоения.

Литература

- Иванова А.В. Геолого-генетические факторы засоления углей Западного Донбасса // ДАН УССР. 1983а. № 3. С. 12–17.
- Иванова А.В. Петрохимические факторы засоления углей Западного Донбасса // ДАН УССР. 1983б. № 5. С. 6–9.
- Иванова А.В., Кривега Т.А. Соленые угли Западного Донбасса (условия формирования и проблемы использования). Киев: Наук. думка, 1985. 124 с.
- Иванова А.В. Солоне вугілля України та проблеми його застосування // Геологія в ХХІ столітті. Шляхи розвитку та перспективи. Київ: Знання, 2001. № 1. С. 168–176.
- Иванова А.В. Соленые угли Украины // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 3. С. 298–303.
- Ковалев К.Е., Шендрик Т.Г., Крытина Л.М. Рентгеноструктурные исследования соленых углей Новомосковского месторождения Западного Донбасса // Физико-химическая активация углей. Киев: Наук. думка, 1989. С. 64–69.
- Симонова В.В., Шендрик Т.Г. Минеральные компоненты соленых углей и их превращения в окислительных условиях // Химия твердого топлива. 1995. № 6. С. 81–87.
- Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 316 с.
- Wenzel T., Jarreck B., Blankenburg H.-J. Über einige Untersuchungen an den anorganischen Komponenten in Braunkohlen // Zeitschrift für angewandte Geologie. 1985. В. 31. Н. 4. S. 92–97.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ БИТУМОПРОЯВЛЕНИЙ В ПОРОДАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА, КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ, БАЗАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕНДА ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.В. Ивановская

*Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт,
Санкт-Петербург, ins@vniigri.ru*

В 50 нефтегазоносных бассейнах мира всех древних платформ установлены более 300 месторождений нефти и газа, продуктивные комплексы которых полностью или частично приурочены к породам кристаллического фундамента, к некоторым из них отнесены и продуктивные базальные комплексы осадочного чехла (Дертев и др., 1996).

Было установлено многими исследователями, что треть залежей углеводородов в фундаменте нефтегазоносных провинций мира приурочены к гранитам. Гранитные выступы непосредственно контактируют с нефтематеринскими породами осадочного чехла.

Необходимыми условиями нефтегазоносности в кристаллических породах фундамента (Шустер, Токарев, 1997) являются: а) ловушки, коллекторы (пустотность, проницаемость); б) флюидоупоры (экран, изолирующий флюиды в коллекторе); в) разломы как структурообразующий фактор путей миграции флюидов; г) нефтематеринские толщи, залегающие в непосредственной близости от кристаллических образований; д) высокий нефтегазоносный потенциал для формирования и сохранения нефтегазоскоплений.

подавляющее число открытых месторождений нефти и газа в кристаллических породах фундамента приурочены к погребенным выступам фундамента. Выступы фундамента, расположенные в тектонически активных зонах, нередко разбиты крупными разломами, что приводит к образованию зон трещиноватости, дезинтеграции, разуплотнению пород.

Региональные разломы оказывают существенное влияние на формирование и размещение скоплений нефти и газа. Картирование неоднородности в выступах фундамента, выделение зон (блоков), участков хорошо и плохо проницаемых пород (соответственно, зон промышленной нефтеносности и «пустых» в теле массива) являются ключевыми моментами в поисках и разведке залежей УВ в гранитоидных массивах.

На территории Сибирской платформы выделяются три нефтегазоносные провинции. Породы фундамента северо-западной части антеклизы подразделяются на плагиогнейсы и гранито-гнейсы. Породы фундамента юго-западной части антеклизы более однородны — это кислые породы, которые представлены гранитоидами субщелочного и щелочного ряда калиево-натриевой серии, а также филлиты, сланцы и метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования (Старосельцев, 1992).

Для большинства кислых пород характерна зональность продуктов выветривания (снизу вверх):

зона А — зона катаклаза (почти неизменные породы), зона А₁ — зона слабо измененных пород, которые подвергались хлоритизации биотита и роговых обманок, дезинтеграции и сопровождаются катаклизом плагиоклазов, микроклина, трещины залечены битумом;

зона Б — зона выщелачивания гидрослюдистых глин, которые развиваются по серицитизированным полевым шпатам, сопровождаются обесцвечиванием и хлоритизацией биотита, катаклизом с последующей пелитизацией, серицитизацией, каолинизацией плагиоклазов и микроклина. Количество битумопроявлений резко увеличивается (по спайности измененных плагиоклазов, между пакетами деградированных слюд);

зона В — зона гидрослюдисто-каолининовых глин, которая связана с почти полной переработкой порообразующих минералов. Разрушаются, корродируются кислые плагиоклазы, микроклин остается в виде реликтов, по которому формируются серицит и каолинит. В пределах зоны наблюдается карбонатизация, сульфатизация и заполнение пор и трещин битумом. Битум образует пленки вокруг отдельных зёрен. Пиритизация в интерстициях

выветрелых гранитов вместе с битумом свидетельствует о заполнении ловушек нефтью вплоть до фундамента;

зона Г — зона окисления; каолиновые глины в своей дисперсной части представлены каолинитом, гидрослюдой, оксидами железа и марганца. В виде реликтов наблюдается кварц, циркон, лейкоксен.

Результаты исследований взаимоотношений *битумопроявлений с минералами пород* рассмотрены как для пород фундамента, кор выветривания, так и для нефтегазоносных горизонтов и выделенных в них минеральных и породных ассоциаций (таблица).

Схема минералогических и породных ассоциаций нефтегазоносных горизонтов венда

Минералогические ассоциации	Породные ассоциации нефтегазоносных горизонтов венда
В-5: Q90>Ol-Q16>Ark-Q4>Gr-Q2	В-5: песчаники 112>глинистые породы 13>аргиллиты, аргиллиты с оолитами карбонатов 1 (Всего 126 обр.)
В-10: Q28>Ol-Q 15 >Gr-Q 8	В-10: песчаники 51>глинистые породы 16 (Всего 67 обр.)
В-13: Q20>Ol-Q 17>Gr-Q 11(QGr2-6, QGr1-5), Ark-Q9	В-13: песчаники -57>глинистые породы 20 (всего 77 обр.). Итого 276 обр.

Минералогические ассоциации: Q — кварцевая ассоциация, Ol-Q — олигомиктово-кварцевая ассоциация, Ark-Q — аркозово-кварцевая ассоциация, Q Gr₁ — кварцевая граувакка, кремнисто-слюдистая, Q Gr₂ — кварцевая граувакка, хлоритово-слюдистая. Установлено, что все песчаники В-5 (парфеновский и ботубинский горизонты), В-10 (шамановский, марковский, хамакинский горизонты), В-13 (ванаварская свита, куртунский, боханский, безымянный и талахский горизонты), В-14 (талаканская свита) соответствуют номенклатуре нефтегазоносных горизонтов

Битумопроявления представлены в виде предложенной ниже классификации признаков: 1) структурного, 2) парагенетического, 3) форм битумопроявлений.

1) *Структурный признак*: а) выполнение пор, каверн; б) вдоль контактов между зёрен; в) реликты битума в интерстициях; г) по периметру зёрен; д) окаймление пор, каверн; е) в виде линз; ж) по прослоям; з) по трещинам.

2) *Парагенетический признак*: а) окаймление скоплений пирита; б) заполнение трещин спайности полевых шпатов, карбонатов, ангидрита; в) коррозия кварца битумом в парагенезе с гидрослюдыстым цементом; д) битуминизация слюд по пакетам.

3) *Формы битумопроявления*: а) сорбция глинистым веществом, выполняющим стилолиты вместе с глинисто-слюдистыми прослойками; б) плёнки вокруг первичных контуров регенерированных зёрен; в) пленки вокруг регенерированной каймы зерен кварца, полевых шпатов и плагиоклазов; г) выполнение пор выщелачивания с образованием «ситчатых» структур плагиоклазов, микроклина; д) деасфальтизация битума в порах; е) битум в виде пленок с тонкозернистым пиритом в межзерновом пространстве, облегающим зерна.

Испытания скважин, вскрывших фундамент на территории НБА, как правило, не проводились, исключение составляют Верхне-Чонская и Аян-Ярактинская площади. Непроницаемыми или частично непроницаемыми являются породы в 15 исследуемых скважинах на Верхне-Чонском месторождении. Причиной непроницаемости могут быть эпигенетическая цементация карбонатами и (или) галитом.

Исследования взаимосвязей характера залегания кристаллических пород фундамента с базальными отложениями осадочных толщ (Ивановская и др., 2006) показали распространение кор выветривания в крайних частях Непско-Ботубинской антеклизы вдоль западного, северного обрамлений, а также на крайнем северо-востоке антеклизы на Виллойско-Джербинском поднятии. В осевой, центральной части сводов и выступов НБА осадочная терригенная толща венда залегает с размывом на породах фундамента, иногда наблюдаются в отдельных скважинах реликты коры выветривания.

Глубина вскрытия пород фундамента в некоторых скважинах НБА достигает 11,8; 15,1 м и составляет в среднем 5,25 м (по 14 скв.). Пористость пород фундамента колеблется от сотых до 11,27 %; средние значения — 2,14 % (по 25 скв.). Проницаемость низкая, непроницаемыми

являются 41 обр. (по 17 скв.), максимальная проницаемость — 2,79 мД и средняя — 0,82 мД по 11 обр. (4 скв.).

Незначительно преобладают поровый, трещинно-поровый и единично-трещинный типы коллекторов. Их формирование определяется как тектоническим фактором, так и влиянием эпигенетических преобразований пород-коллекторов. Отсутствие проницаемости объясняется в ряде случаев карбонатностью и (или) засолонением как результат проникновения растворов по флюидопроводящим разломам (Сахибгареев, 1989).

Битумо-нефтепроявления установлены в породах кристаллического фундамента Верхнечонского месторождения, фундамент которого имеет блоковое строение (Ивановская и др., 2006). Нефтегазопроявления в значительной мере зависят от трещинной проницаемости и разломов. В выступах фундамента в Верхнечонском месторождении притоки нефти отмечаются на двух уровнях (1-ый — 1246–2157 м и 2-ой — 1264–1283 м), дебит их достигает на 1-ом — 185 м³/сут. и 2-ом — 185 м³/сут. Газопроявления встречаются на двух уровнях (1-ый — 1253–1256 м и 2-ой — 1272,7–1281 м), максимальный дебит составляет 100–176 м³/сут.

В катаклазированном граните фундамента ряда скважин наблюдается проникновение коричневого битума по спайности слюд, по контуру зерен в виде пленки (1–3%), вокруг индивидов кристаллов кварца, слагающих агрегат мозаичного кварца гранобластовой структуры, по серициту в серицитизированном микроклине и, наконец, вокруг скоплений зерен пирита.

В кристаллических слюдистых, слюдисто-кремнистых сланцах фундамента некоторых скважин слюды (биотит) обнаруживают вермикулитоподобное строение, а темно-коричневый битум проникает по спайности между пакетами вместе с пиритом. Битум также выполняет трещины.

Коры выветривания большей мощности (до 20 м) на Верхне-Чонском месторождении формировались по отложениям верхнего архея чонского комплекса, представленного сланцами, плагиогнейсами, рогообманковыми, биотитовыми гнейсами, а также разнообразными мигматитами. В ряде скважин отмечаются породы фундамента верхнего карелия, сложенного даниловским комплексом, представленного очково-парфиробластовыми гранитами, граносиенитами, гранодиоритами. По этим породам формировались коры выветривания меньшей мощности (порядка 5 м). В нескольких скважинах породы фундамента наблюдается алинский комплекс нижнего карелия — диориты, кварцевые монцодиориты, гранодиориты.

Кора выветривания Верхне-Чонского месторождения в двух скважинах сложена измененными глинистыми породами — красными глинами и метаморфическими сланцами. Пористость пород кор выветривания по четырем блокам колеблется от 0,08 до 18,02%, составляет в среднем 8,41% (107 обр. по 31 скв.). Повышенные данные межзерновой проницаемости (до 17,8–42,5–54,5 мД) отмечаются в восточном, западном и центральном блоках.

В корах выветривания преобладает поровый тип коллектора, порово-трещинный тип коллектора, который имеет ограниченное распространение. Трещинная проницаемость оказывает несомненное влияние на притоки, о чем свидетельствуют данные по газовому фактору и фонтану нефти. Притоки нефти увеличиваются в зависимости от местоположения по отношению к разломам, «узлам» их пересечений. Результаты испытаний показали, что притоки нефти в различных количествах получены во всех блоках (от 0,48 до 114,2 м³/сут.). В центральном блоке газовый фактор в коре выветривания составляет 300 м³/м³.

По строению и составу базальная пачка Аян-Ярактинского месторождения весьма неоднородна. Это может быть свежая гранитная брекчия и ритмично построенная пачка граувакково-кварцевых песчаников, близкая по составу к породам фундамента.

Граувакково-кварцевые песчаники содержат в своем составе обломки слюдистых и кремнисто-слюдистых сланцев. Для них характерна деградация слюд, которая выражается в смятии, расщеплении на отдельные волокна с частым их обесцвечиванием, сопровождаемые пиритизацией в межпакетном пространстве. Битуминизация проявляется в а) структурных признаках в виде плёнок по контуру зёрен вокруг кристаллов кварца, индивидов гранобластовой структуры, б) парагенетическом признаке — проникновении битума по спайности слюд и между пакетами при частичном их замещении.

На Аян-Ярактинской площади отмечается тонкое переслаивание алевролитов и аргиллитов с пропластками песчаников аркозово-кварцевого состава и прослоями гравийно-песчаных разностей с крупными обломками серицитизированного микроклина, мозаичного кварца гранобластовой структуры.

Аркозово-кварцевые песчаники базального безымянного горизонта (В-13) являются продуктами переотложения. Эпигенез проявляется в регенерации зёрен микроклина (альбитизации) и его последующей серицитизации. Битумопроявление проявляется в парагенетическом признаке (б) — проникновении коричневого битума по спайности полевых шпатов, коррозии битумом полевых шпатов как вдоль регенерационной каймы, так и по контуру первоначального обломочного зерна (в присутствии в цементе гидрослюд).

Довольно часто на породы фундамента ложатся олигомиктовые кварцевые песчаники с прослоями гравелитов, близкие по составу мономинеральным кварцевым разностям. В олигомиктовых кварцевых и кварцевых песчаниках нефтегазоносных горизонтов отмечается характерный и широко распространенный структурный признак (а), в котором коричневый битум окаймляет открытые поры, проникает в интерстициях между зерен и парагенетический признак (б) — коррозия регенерированных зерен кварца битумом совместно с карбонатным цементом.

Широкое и разнообразное распространение форм битумопроявлений на территории НБА в кристаллических породах фундамента, корях выветривания, а также полученные притоки в ряде месторождений показали необходимость их вскрытия с последующими испытаниями. Следует обратить внимание на области развития кор выветривания, которые в качестве глинистых составляющих могут служить для пород фундамента флидоупором.

Литература

Дертев А.К., Арчегов Б.В., Буданов Г.Ф. и др. Нефтегазоносность протерозойских отложений древних платформ. М.: Геоинформмарк, 1996. С. 18–24.

Ивановская А.В., Шибина Т.Д., Волченкова Т.Б. Взаимосвязь пород фундамента с базальными отложениями рифей-венда и их нефтегазоносностью (Восточная Сибирь, Непско-Ботубинская антеклиза) // Геологические проблемы развития углеводородной и сырьевой базы Дальнего Востока и Сибири. СПб.: Недра, 2006. С. 277–291.

Сахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989. 258 с.

Старосельцев К.В. О вещественном составе фундамента восточной Непско-Ботубинской нефтегазоносной области // Геология и геофизика. 1989. № 11. С. 19–24.

Шустер В.Я., Токарев Ю.Г. Мировой опыт изучения нефтегазоносности кристаллического фундамента // Разведочная геофизика. М.: Геоинформмарк, 1997. 71 с.

К МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ОТНОСИТЕЛЬНЫХ СКОРОСТЕЙ ПЕЛАГИЧЕСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

П.А. Ивлиев¹, В.Н. Свальнов², Т.Н. Алексеева²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
pasha_i68@mail.ru

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, *tania@blackout.ru*

В северной тропической зоне Тихого океана (Северо-Восточная котловина) осадки шести колонок были изучены комплексом методов, включая гранулометрический и вещественный состав, число, массу и распределение в них протосингенетических аутигенных марганцевых микроконкреций (МК), другие параметры. Именно основные характеристики МК использованы авторами для оценки относительных скоростей пелагического осадконакопления. Исследованные разрезы представлены окисленными бескарбонатными глинисто-радиоляриевыми, радиоляриево-глинистыми илами, миопелагическими глинами (иногда обогащенными радиоляриями), эвпелагическими глинами, цеолитово-глинистыми осадками и цеолититами.

Проблемы стратификации и темпов накопления нелитифицированных пелагических осадков, полученных ударными грунтовыми трубками, решаются в настоящее время по-разному: прямое определение абсолютного возраста (несколько модификаций), расчленение разрезов по микропалеонтологическим, палеомагнитным и литологическим (литостратиграфия) данным, а также определение последовательности напластований последних 15–20 тыс. лет с учетом физических и химических свойств осадков, степени переработки их бентосными организмами (Berger, 1982; Свальнов, 1991).

Такое разнообразие приемов обусловлено физико-химической неравновесностью среды в жидких, полужидких и мягких илах на этапах седиментогенеза и диагенеза (Свальнов, 1991), в которых микровосстановительные условия могут сосуществовать (хотя бы кратко) с условиями окислительными. При влажности до 95 % илы легко перемещаются даже слабыми сейсмическими возмущениями и придонными течениями, обогащаются переотложенным материалом, включая древние микрофоссилии и несвойственные конкретной точке дна эдафогенные минералы. Кроме того, в пелагических глинах (особенно в эвпелагических) часто отсутствуют определимые микрофоссилии, поэтому история их формирования зачастую остается неясной.

Из перечисленных методик расчленения разрезов и оценки скорости седиментации наиболее проста и универсальна литостратиграфия, а также степень переработки осадков (биотурбация) последних 15–20 тыс. лет бентосными сообществами. Критериями литологического расчленения более древних (неоген-четвертичных) пелагических толщ могут служить заметные изменения окраски, состава и плотности осадков, наличие перерывов, характер границ раздела, текстурные и структурные особенности, выявленные ранее закономерности строения разрезов, подтвержденные данными биостратиграфии и магнитостратиграфии (Свальнов, 1983, 1991).

В Индийском и Тихом океанах в основании вскрытого гравитационными трубками пелагического разреза залегают окисленные существенно аутигенные «немые» эвпелагические глины, главными составляющими которых являются новообразованные смектиты, цеолиты, марганцевые микроконкреции и костный детрит (Свальнов, 1983, 1991). Разрез наращивается постепенно или с заметным перерывом окисленными аутигенно-терригенными миопелагическими глинами с примесью радиолярий, диатомей, планктонных фораминифер и кокколитофорид. Как правило, вскрытые четвертичные миопелагические отложения перекрыты глинисто-радиоляриевыми осадками, нередко включающими слои этмодискусовых (диатомовых) илов. Выше критической глубины карбоната накопления разрез венчают кокколито-фораминиферовые осадки.

Исследование дночерпательных монолитов в Индийском и Тихом океанах (Свальнов, 1991) позволило детализировать литостратиграфию самой молодой (поздний плейстоцен – голоцен) части осадочной толщи. По физическим параметрам (цвет, влажность, пористость, объемная масса), степени переработки бентосными организмами, а также по интенсивности диагенетических процессов практически все монолиты толщиной до 25 см удается расчленить на три слоя (I, II, III), которые хорошо согласуются с этапами седиментогенеза и раннего диагенеза в литогенетической структуре пелагических областей (Свальнов, 1991). Кроме того, выделенные слои несут литостратиграфическую нагрузку (Berger, 1982).

Изучая осадки, полученные коробчатыми дночерпателями (высота 40 см) в экваториальной зоне Тихого океана, Бергер (Berger, 1982) предложил генерализованную стратиграфию по илоодам. В верхней части монолитов он выделил *перемешанный слой* мощностью 5–7 см, гомогенизированный благодаря интенсивной переработке мелкими организмами, совпадающий со слоем I литостратиграфии авторов.

Следующий *переходный перемешанный слой* мощностью 5–7 см, соответствующий слою II, упомянутому выше, отчасти сходен с перемешанным гомогенным слоем, но он не имеет обильных открытых тонких каналов, и для него характерно комковатое перемешивание. Ниже выделяются плотные осадки *переходной зоны* мощностью 10–20 см, которые отличаются максимальными цветовыми контрастами, присущими и слою III. Эта зона интересна еще тем, что она несет информацию о дегляциальной (конец оледенения) стадии, когда (16–10 тыс. лет назад) в океане происходили резкие изменения условий седиментации (Berger, 1982).

Вслед за абсолютными датировками Бергера мы считаем, что возраст слоев I и II (без разделения) голоценовый (около 10 тыс. лет), а формирование слоя III происходило 10–16 тыс. лет назад. Допуская, что гомогенный слой I накапливался за последние 5 тыс. лет (Berger, 1982), нетрудно рассчитать относительные темпы седиментации (или определить вариативный тренд), учитывая отношения различных показателей осадков верхнего (гомогенного) слоя к аналогичным характеристикам осадков каждого нижележащего слоя. Решая обратную задачу, можно оценить возраст осадков всего вскрытого непрерывного разреза, опираясь на литостратиграфию и сходные (в среднем) относительные темпы седиментации.

Цель данного сообщения — сформулировать методику определения трендов относительных скоростей осадкообразования в северной низкопродуктивной зоне Тихого океана, изучая распределение в разрезах, число, массу и другие параметры марганцевых микроконкреций в колонках с ярко выраженным гомогенным слоем (ст. 3903, 3905, 3940–14) и при его отсутствии — природной неполноте разреза, возможной потере при опробовании грунтовой трубкой и др. (ст. 3922, 3923, 3940–3).

Марганцевые микроконкреции (МК) — разнообразные по форме протосингенетические (Свальнов, 1991) аутигенные рудные стяжения размером до 1 мм, образованные в океане коллоидно-химическими, хемосорбционно-каталитическими и микробиологическими процессами вблизи раздела вода – дно. Микроконкреции формируются в самой верхней пленке жидкого ила (Свальнов и др., 1989), являясь самостоятельной формой концентрирования оксигидроксидов марганца и железа на начальной стадии рудного процесса в океане.

Особенно велико значение МК для восстановления условий осадкообразования, поскольку они формируются на разделе вода – дно, чутко реагируют на изменения параметров придонной среды, имеют краткую историю формирования и адекватно отражают в своем составе вариации условий седиментации в момент зарождения (Sugisaki et al., 1987; Свальнов и др., 1989; Свальнов, 1991, 2001). Отличительной чертой микроконкреций является обратная зависимость их числа и суммарной массы от темпов накопления осадков (Свальнов, 2001).

Монофракции МК были отобраны вручную под биноклем после промывки проб влажного осадка объемом ($V_{во}$) 8 см³ через капроновый газ (ячейка около 0,05 мм), сушки и взвешивания фракции ($P_{фр}$) >0,05 мм. Взвесив отобранные микроконкреции >0,05 мм, определяли их суммарную массу ($P_{мк}$) и число МК ($N_{мк}$), а в результате ситового отсева получали четыре фракции МК (мм): >0,5; 0,5–0,25; 0,25–0,1; 0,1–0,05. Оценив массу каждой фракции микроконкреций, подсчитывали соотношения между ними (%). Из фактических данных нетрудно было рассчитать среднюю массу (мкг) единичной МК ($P_{мк}/N_{мк}$), число МК в см³ влажного осадка ($N_{мк}/V_{во}$) и в грамме сухого осадка ($N_{мк}/P_{ос}$), оценить процентный вклад МК в осадок ($P_{мк}/P_{ос}$). Кроме того, есть возможность определить долю (%) фракции >0,05 мм в сухом осадке ($P_{фр}/P_{ос}$), вклад МК (%) во фракцию осадка >0,05 мм ($P_{мк}/P_{фр}$) и во влажный осадок ($P_{мк}/V_{во}$), объем влажного осадка (мм³) на единичную МК ($V_{во}/N_{мк}$) и (см³) на 1 мг МК ($V_{во}/P_{мк}$) (Свальнов, 2001).

Среди множества предложенных авторами характеристик осадков и марганцевых микроконкреций, несомненно, можно выделить наиболее информативные и второстепенные, но детали такой упрощенной классификации зависят, в конечном счете, от цели и конкретных задач исследования. В нашем случае предпочтение отдано тем показателям МК, которые могут надежно обосновать тренды относительных скоростей седиментации в разрезах пелагических осадков. Для оценки таких скоростей воспользуемся стратификацией верхних 15–25 см осадочной толщи по степени биотурбации и абсолютным датировкам (Berger, 1982; Свальнов, 1991). Зная мощность гомогенного слоя (возраст около 5 тыс. лет) или суммарного голоценового слоя осадков (возраст 10 тыс. лет), можно определить абсолютную скорость седиментации (V) за соответствующий отрезок времени. Дальнейшая оценка относительных скоростей (V_0) проводилась по алгоритму

$$V_0 = \frac{X_1}{X_2} \times V ,$$

где X_1 — параметр верхнего горизонта осадков, X_2 — то же, каждого нижележащего слоя, V — абсолютная скорость седиментации, V_0 — то же, относительная.

Поскольку разброс величин V_0 , полученных путем сравнения различных показателей, весьма существенный, в качестве опорных выбраны сходные значения скоростей, вычисленные с учетом параметров Рмк/Нмк, Рфр >0,05 мм, Рмк/Рос и Рмк, хотя оценивались соотношения и других параметров (см. выше).

При отсутствии в колонках слоев с надежной стратификацией (природная неполнота разреза, потери при опробовании ударной грунтовой трубкой и др.) определение относительных скоростей осадконакопления невозможно, однако, взяв за основу любой самый верхний горизонт разреза, удалось оценить тенденцию относительного изменения во времени того или иного параметра.

На ст. 3903 мощность гомогенного слоя I достигает 14 см, что соответствует абсолютной скорости седиментации (V) 28 мм/1000 лет. В колонке 3905 при мощности слоя I около 2 см $V=4$ мм/1000 лет (Berger, 1982; Свальнов, 1991). На ст. 3940-14 голоценовые осадки (сумма слоев I и II) составляют 9 см, т.е. $V=9$ мм/1000 лет. В остальных разрезах (ст. 3922, 3923, 3940-3) голоценовые осадки, к сожалению, не обнаружены или не анализировались. Таким образом, для оценки относительных скоростей формирования осадков (V_0) по различным независимым параметрам были использованы колонки 3903, 3905 и 3940-14, тогда как данные по другим трем упомянутым разрезам послужили основой для выявления вариаций этих же параметров, исключая V_0 .

Литература

Свальнов В.Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983. 192 с.

Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.

Свальнов В. Н. Океанские марганцевые микроконкреции как индикатор условий седиментации // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 57–69.

Свальнов В.Н., Новикова З.Т., Казакова В.П. Состав крупноалевритовой фракции осадков // Железо-марганцевые конкреции Центральной котловины Индийского океана. М.: Наука, 1989. С. 127–134.

Berger W.H. The benthic interface of deep-sea carbonates: A three-tiered sequence controlled by depth of deposition // The dynamic environment of the ocean floor. Toronto: Lexington Books, 1982. P. 92–114.

Sugisaki R., Ohashi M., Sugitani K., Suzuki K. Compositional variations in manganese micronodules: A possible indicator of sedimentary environments // J. Geol. 1987. V. 95. № 4. P. 433–454.

ЛИТОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ КАК ОСНОВА ОПТИМИЗАЦИИ ПРОЦЕССА ИХ РАЗРАБОТКИ

В.Г. Изотов¹, Л.М. Ситдикова¹, Л.Н. Бружес²

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, sitdikova8432@mail.ru

²КогалымНИПИнефть, Когалым, bruzhesln@nipi.ws.lukoil.com

Литологическое изучение месторождений углеводородного сырья свидетельствуют, что обычно эти образования являются крайне неоднородными системами (Леворсен, 1958; Petrodon, 1985). При этом выявляемая неоднородность проявляется на различных уровнях. Во-первых, это неоднородность состава и распределения самого полезного компонента — углеводородных фаз. Во-вторых, неоднородность самого коллектора нефтяного пласта, что связано с непостоянным характером процессов седиментации и последующего преобразования осадков, слагающих нефтяной пласт, в связи с палеогеографическими условиями его формирования и последующего переформирования. Таким образом, в процессе разработки месторождений углеводородного сырья необходима конкретная геологическая документация, отражающая как литологические особенности пласта, так и неоднородность флюида, его насыщающего, что определяет комплекс методов воздействия на пласт или на отдельные участки пласта с целью получения

оптимальных значений коэффициента извлечения нефти (КИН), как одного из главных параметров, определяющих экономическую эффективность процесса разработки залежей углеводородного сырья. Ведущим документом, отражающим геологические, литологические и химические параметры пласта, влияющие на эффективность его разработки, является литолого-технологическое картирование.

Сущность литолого-технологического картирования заключается в комплексном отражении на плане залежи основных параметров, которые определяют эффективность разработки нефтяного пласта. К ним относятся параметры, определяющие фильтрационные процессы в ходе разработки, такие как пористость и проницаемость в каждом отдельном участке пласта. В свою очередь, они формируются литолого-палеогеографическими условиями седиментации и последующей диагенетической-катагенетической перестройкой пласта и, соответственно, эволюцией пустотно-порового пространства. Эти параметры связаны с конкретным строением породы-коллектора, распределением и особенностями локализации в пустотно-поровом пространстве активных минеральных фаз. К таким фазам относятся прежде всего минеральные фазы, локализованные в пустотно-поровом пространстве и активно меняющие свои объемные характеристики в процессе разработки пласта: глинистые минералы, окислы и гидроокислы железа, а также пирит, образующийся на геохимических барьерах восстановительно-окислительных обстановок и забивающий поровые каналы.

В качестве примера можно привести литолого-технологическую карту-схему одного из известных месторождений Когалымской группы Западно-Сибирской провинции — Тевлинско-Русскинского месторождения. Проведенные исследования по горизонту Ю₁-Ю₂ свидетельствуют, что изученное месторождение является крайне неоднородным по основным фильтрационным параметрам и представлено в основном глинистым типом коллектора. Глинистые минералы, формирующие несколько ассоциаций, практически полностью выполняют глинисто-карбонатную цементную массу коллектора, что свидетельствует о низких значениях пористости в целом. Состав ассоциаций глинистых минералов меняется в зависимости от соотношений ведущих минеральных фаз — от каолиновой и гидрослюдистой до их различных соотношений. Изучение распределений этих ассоциаций в продуктивном горизонте позволяет выделить в пределах месторождения ряд полей, характеризующихся развитием различных глинистых минералов цемента: южное поле, характеризующееся преобладанием каолиновых фаз, центральное поле с преобладанием каолинит-иллитовых фаз с хлоритом и северо-западное и северо-восточное поля с преобладанием ассоциаций на базе иллитовых и иллит-сметитовых фаз. Наряду с глинистым комплексом в цементе центрального поля месторождения широкое развитие имеет кальцит, цементирующий поровые каналы, что также должно учитываться при выборе технологий воздействия на пласт с участием соляно-кислотных композиций.

Таким образом, на основе анализа построенной литолого-технологической карты-схемы можно перейти к выбору технологий воздействия на пласт для каждого участка месторождения с выбором конкретных технологий в пределах отдельных полей месторождения, что будет способствовать оптимизации коэффициента извлечения нефти.

Литература

- Леворсен А.И.* Геология нефти. М.: ГНТИНиГТЛ, 1958. 488 с.
Perrodon A. Formation et disposition des gisements de petrole et de gaz. Elf-Aquitaine, Boussens, 1985. 425 p.

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА В ФРАНСКОМ ОСАДОЧНОМ БАССЕЙНЕ РУДНОГО АЛТАЯ, ИХ СВЯЗЬ С ГЛОБАЛЬНЫМИ СОБЫТИЯМИ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА.

О.П. Изох¹, Н.Г. Изох²

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

izokhop@igm.nsc.ru

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,

IzokhNG@ipgg.sbras.ru

Различные по своей масштабности и длительности отклонения на вариационных С изотопных кривых, свидетельствующие об изменениях в углеродном цикле и обусловленные глобальными геологическими процессами, нередко являются также маркерами палеоэкологических и/или биотических изменений. Для использования С и О изотопных вариаций в палеоэкологических реконструкциях и для решения задач глобальной и региональной корреляции необходимо проводить тщательный анализ степени сохранности карбонатного вещества. Для определения степени сохранности карбонатного вещества и его изотопных характеристик применяется комплекс методов, включающий петрографические исследования и оценку с использованием геохимических критериев ($Mn/Sr \leq 0,2$ и $Fe/Sr \leq 5$) и их корреляции с изотопным составом углерода и кислорода (Кузнецов и др., 2006; Изох и др., 2009). Проведенное изотопно-геохимическое исследование осадочного разреза верхнего девона Рудного Алтая, богато охарактеризованного как бентосными, так и пелагическими группами фауны (Бахарев и др., 2004), позволило реконструировать ниже-среднефранский фрагмент опорной для Западной Сибири $\delta^{13}C$ -кривой.

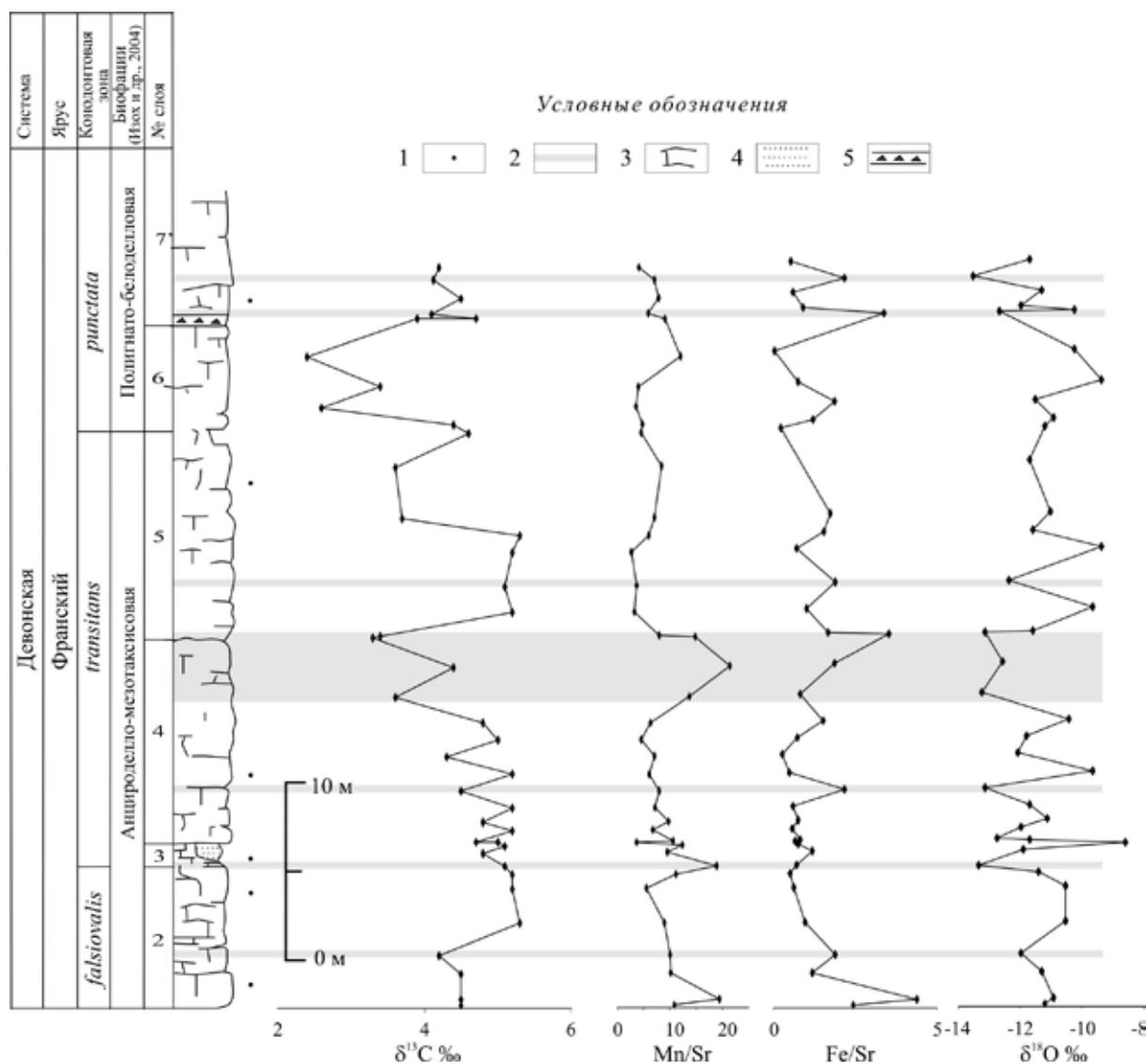
Верхний девон Рудного Алтая представлен каменноугольной свитой девонско-каменноугольного структурного этажа. По особенностям слагающих свиту пород она подразделяется на три подсвиты: 1) нижнюю — вулканогенно-осадочную с проявлениями основного, реже кислого вулканизма; 2) среднюю — кислую вулканогенную; 3) верхнюю — вулканогенно-осадочную, представленную переслаиванием алевролитов, туфопесчаников и туфогравелитов, кислых туфов и рифогенными массивами известняков.

В составе верхнекаменноугольной подсвиты выделяются два органогенных массива известняков: Сургутановский и Раздольнинский. Раздольнинский органогенный массив в структурном плане расположен на северо-восточном склоне Титовско-Гериховского палеовулкана, имеет неправильную в плане форму, в поперечном разрезе — пластообразную с постепенным выклиниванием на север. Массив согласно залегает на кислых вулканитах среднекаменноугольной подсвиты. К органогенной постройке примыкают и перекрывают ее отложения верхнекаменноугольной подсвиты, которые, в свою очередь, перекрываются пихтовской свитой.

Отложения рифовых систем и продуктов их разрушения наиболее полно вскрываются в районе нижнего течения р. Грязнухи серией самостоятельных разрезов. Наиболее полный непрерывный карбонатный разрез верхней части каменноугольной свиты описан под номером БЯ 9011 (Бахарев и др., 2004; Изох и др., 2004). В рифогенных известняках определен комплекс конодонтов, характеризующий интервал зон *Upper falsiovalis – punctata* (Изох и др., 2004), на основании которого проведена корреляция с международной стратиграфической шкалой.

Карбонатные породы изученного разреза представлены в основном биокалькорудитами, где в качестве обломков выступают фрагменты каркасной рифовой постройки с сургучно-красным глинисто-известковым матриксом пелитосилтитового, реже аренитового строения (Сараев и др., 2012). Петрографическое изучение карбонатных пород с некоторых уровней разреза (рисунок) показало, что в них не фиксируется значительных признаков перекристаллизации карбонатного вещества.

Определение концентраций химических элементов в растворимой (карбонатной) части пород осуществлялось методом ICP MS на приборе Finnigan Element. Погрешность измерений



Вариации Mn/Sr, Fe/Sr, изотопного состава углерода и кислорода в разрезе франского яруса верхнего девона Рудного Алтая. Условные обозначения: 1 — точки нахождения образцов, для которых проводилось петрографическое исследование; 2 — уровни, характеризующиеся измененными C изотопными системами; 3 — массивные известняки; 4 — песчаники; 5 — гематитовые конкреции

составляла не более 10 %. Для измерений карбонатное вещество деликатно растворялось в 3 мл 1N HCl, затем полученный раствор центрифугировался для отделения нерастворимой части. Использование соляной кислоты в малой концентрации позволяет избежать значительного загрязнения раствора продуктами растворения терригенного вещества. Степень растворения терригенного материала контролировалась по содержанию Al, которого в карбонатной части быть не должно. В случае получения значимых концентраций этого элемента, свидетельствующего о загрязнении раствора силикокластическим материалом, проводилось нормирование значений, полученных для остальных элементов с учетом содержания алюминия по формуле:

$$X_{\text{аутигенный}} = X_{\text{общий}} - X_{\text{детритовый}} = X_{\text{общий}} - \text{Al}_{\text{образец}} * (\text{X/Al})_{\text{среднее содержание в сланцах}}$$

где X — содержание элемента (ppm).

Измерение изотопного состава кислорода и углерода проводилось на масс-спектрометре Finnigan MAT-253 с пробоподготовкой на линии Gas Bench II по стандартной методике. Точность измерений углерода и кислорода карбонатного вещества контролировалась международным стандартом NBS19 ($\delta^{13}\text{C}=+1,9 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O}=-2,2 \text{ ‰}$) и составляла 0,1 ‰ как для $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ значений.

Известняки верхней части каменевской свиты имеют повышенное содержание Mn (до 3140 ppm), при этом содержания Fe не превышают 594 ppm, а содержания Sr — не ниже 129 ppm.

Таким образом, они характеризуются высокими значениями Mn/Sr (2,7...21,4) при сравнительно низких величинах Fe/Sr (0,02...4,4).

Вариации изотопного состав углерода и кислорода в изученных разрезах находятся в пределах +2,4...+5,3 ‰ и –8,6...–13,5 ‰ и в среднем составляют 4,5 и –11,5 ‰, соответственно.

Полученные величины Mn/Sr существенно превышают пороговые значения, характерные для карбонатных пород, характеризующихся высокой сохранностью изотопных систем (Mn/Sr ≤ 0,2), что говорит в пользу того, что карбонатные породы претерпели существенные постседиментационные изменения, о чем также говорят достаточно низкие значения $\delta^{18}\text{O}$. При этом изученный разрез характеризуется высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и величинами Fe/Sr, не превышающими пороговых для неизмененных карбонатных пород значений, что говорит о хорошей сохранности, по крайней мере, C-изотопных систем карбонатных пород. При анализе вариаций изотопно-геохимических данных в разрезе (рисунок) в качестве маркеров уровней, характеризующихся измененными C изотопными системами, выступали синхронные отклонения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в меньшую сторону и величин Mn/Sr и Fe/Sr — в большую. Наиболее отчетливо эта корреляция проявлена на уровне, соответствующем верхней части 4 слоя (рисунок), где фиксируется отрицательный $\delta^{13}\text{C}$. На этом уровне отмечаются признаки процессов карстообразования и существенного преобразования карбонатных пород (Сараев и др., 2012). Помимо этого, к измененным были отнесены те образцы, в которых отмечается синхронное снижение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ с одновременным увеличением Fe/Sr и/или Mn/Sr (рисунок), однако их исключение не меняет общей картины вариаций $\delta^{13}\text{C}$. На основе анализа комплекса данных было принято, что вариации $\delta^{13}\text{C}$ в разрезе, за исключением вышеупомянутых, отвечают первичным вариациям изотопного состава углерода в морской воде того времени.

На полученной $\delta^{13}\text{C}$ кривой на фоне высоких значений $\delta^{13}\text{C}$ выделяется отрицательный экскурс с амплитудами сдвига 2,5 ‰, приуроченный к основанию зоны *punctata* (рисунок). Подобный отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ также фиксируется в осадочных разрезах Бельгии (Yans et al., 2007), Польши (Pisarzowska et al., 2006), Южного Китая (Ma et al., 2009) и Америки (Morrow et al., 2009). Высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (до 5 ‰) в этих разрезах характерны только для зоны *punctata*. Появление высоких значений $\delta^{13}\text{C}$ в гораздо более широком временном интервале в разрезе верхней части каменевской свиты Рудного Алтая может либо быть обусловлено локальными особенностями формирования карбонатных отложений, либо иметь глобальный характер. В пользу последнего говорит наличие на $\delta^{13}\text{C}$ кривой отрицательного сдвига, имеющего широкое распространение, а также присутствие в разрезе космополитных видов фауны, в том числе и зональных видов-индексов конодонтов (Изох и др., 2004), что предполагает сообщение вод бассейна седиментации с мировым океаном. Отсутствие высоких величин $\delta^{13}\text{C}$ в интервале зон *falsiovalis-transitans* разрезов Европы, Америки и Китая может быть обусловлено слабой охарактеризованностью этого временного интервала $\delta^{13}\text{C}$ данными и/или низкой степенью сохранности карбонатного вещества. Полученный ранне-среднефранский фрагмент $\delta^{13}\text{C}$ кривой существенно дополняет представления об изменениях в изотопно-углеродном цикле позднего девона. Ранее считалось, что раннефранское время было периодом относительного постоянства $\delta^{13}\text{C}$ значений в пределах 1...2 ‰, когда скорости образования и накопления органического вещества уравновешены со скоростями его разложения. В свете полученных данных этот период можно рассматривать как время повышенной биопродуктивности и/или увеличения площади резервуаров накопления органического вещества, на фоне которого происходили кратковременные интервалы снижения продукции органического вещества, либо поступление изотопно-легкого углерода в мировой осадочный бассейн.

Проведенное сопоставление вариаций изотопного состава углерода с биофациальными изменениями, установленными по конодонтам (Изох и др., 2004), показало изохронность отрицательного экскурса с рубежом изменений в ассоциациях конодонтов. Так, в пределах зоны *falsiovalis* в конодонтовой ассоциации преобладающими являются конодонты родов *Ancyrodella* и *Polygnathus*. В нижней части зоны *transitans* преобладающими являются конодонты рода *Ancyrodella*, в то время как для верхней ее части характерны смешанные биофации с преобладанием рифолюбивых родов *Ancyrodella* и *Belodella* и подчиненным количеством конодонтов родов *Polygnathus* и *Mesotaxis*, характерных для глубоководных обстановок. В

основании конодонтовой зоны *punctata* начинают преобладать конодонты рода *Polygnathus* (до 95 %). Появление этой полигнатусовой биофации сопровождается снижением значений $\delta^{13}\text{C}$ (рисунок). Установленная корреляция между сокращением видоразнообразия конодонтов и снижением $\delta^{13}\text{C}$ значений, вероятнее всего, показывает, что в этом интервале происходило изменение трофических уровней вследствие снижения первичной биопродуктивности. Сопоставление полученной кривой с событийной шкалой верхнего девона (House, 2002) показало изохронность отрицательных $\delta^{13}\text{C}$ экскурсов событию Middlesex франского яруса верхнего девона, которое сопровождалось трансгрессией и аноксией вод палеоокеана (House, 2002), что могло вызвать снижение биопродуктивности.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (Соглашения 8322 и 8321), а также при софинансировании РФФИ (грант № 11-05-01105).

Литература

Бахарев Н.К., Сенников Н.В., Елкин Е.А., Изох Н.Г., Алексеенко А.А., Обут О.Т., Родина О.А., Сараев С.В., Батурина Т.П., Киприянова Т.П., Тимохина И.Г., Язиков А.Ю. Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 104 с.

Изох Н.Г., Елкин Е.А., Бахарев Н.К. Раннефранские конодонты Рудного Алтая (Западная Сибирь) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2004. Вып. 6. С. 100–108.

Изох О.П., Изох Н.Г., Пономарчук В.А., Семенова Д.В. Изотопы углерода и кислорода в отложениях фран-фаменского (верхний девон) разреза Кузнецкого бассейна (Юг Западной Сибири) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 7. С. 786–795.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. Sr- и C-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 6. С. 25–53.

House M.R. Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2002. V. 181. P. 5–25.

Ma X.-P., Wang C.-Y., Racki G., Racka M. Facies and geochemistry across the Early-Middle Frasnian transition (Late Devonian) on South China carbonate shelf: Comparison with the Polish reference succession // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 269. P. 130–151.

Morrow J.R., Sandberg C.A., Malkowski K., Joachimski M.M. Carbon isotope chemostratigraphy and precise dating of middle Frasnian (lower Upper Devonian) Alamo Breccia, Nevada, USA // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2009. 282. P. 105–118.

Pisarzowska A., Sobstel M., Racki G. Conodont-based event stratigraphy of the Early–Middle Frasnian transition on the South Polish carbonate shelf // Acta Palaeontol. 2006. Pol. 51. P. 609–646.

Yans J., Corfield R.M., Racki G., Preat A. Evidence for perturbation of the carbon cycle in Middle Frasnian *punctata* Zone // Geological magazine. 2007. V. 144. P. 263–270.

БИОСЕДИМЕНТОЛОГИЯ — НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В ЕСТЕСТВОЗНАНИИ И НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ

Г.Д. Исаев

ООО Научно-исследовательский центр «Сибгеонафт», sibgeonaft@mail.ru

Биоседиментология — это наука, изучающая роль организмов в осадочном процессе. Большинство организмов на нашей планете существует в определенной зоне, которую называют биосферой. Эта зона в современном состоянии охватывает и часть литосферы, и гидросферы, и атмосферы (Исаев, 2006). Биоседиментология как самостоятельное направление методологически связана с палеоэкологией и тафономией. Палеоэкология занимается исследованием взаимоотношений организма и среды, реконструкцией условий жизни организмов во всем их разнообразии и связях друг с другом, а тафономия (Современная..., 1988) изучает «пространственное размещение остатков организмов в слое вмещающих пород», или закономерности перехода органических остатков из биосферы в литосферу (Ефремов, 1940). За последние 70 лет представление о процессах перехода скелетных остатков из биосферы в литосферу существенно эволюционировало. Согласно новым представлениям, твердофазные

биологические процессы и биоминерализация происходят еще при жизни организмов, являясь результатом их секреторной деятельности.

Вопросы биоминерализации — краугольный камень биоседиментологии. Биоминерализация — это процесс формирования живыми организмами неорганических соединений (Барсков, 1982). Если исследованием состава органических компонентов скелета занимается палеобиохимия, а составом неорганических — палеобиогеохимия, то биоседиментолога интересуют продукты биосинтеза как начального процесса карбонатообразования в литосфере. Скелетное образование любого организма представляет собой агрегат сросшихся кристаллов, каждый из которых (первоначально) обволакивается органической пленкой толщиной порядка первых десятков ангстрем (Голубев, 1981). Все палеонтологические остатки как продукты биоминерализации (результат метаболических процессов) несут информацию не только о морфологии и функциях организмов, но и о более тонких процессах (от молекулярных взаимодействий, приводящих к формированию биоминералов, до физиологических трансформаций на уровне клеток и тканей), благодаря которым и формировался скелет — морфологически и функционально неотъемлемая часть организма и породы (Современная..., 1988). К вопросам биоседиментологии, кроме того, относятся проблемы «скелетизации» одноклеточных (цитоплазматический скелет) Protozoa, прокариотных систем и водорослей, диагностика различий следов жизнедеятельности и скелетов, скелетов и импортных (из среды) минеральных конструкций (чехлов, домиков, трубок), аспекты эволюции биоминерализации в системе органического мира (начиная с глубокого докембрия), ее изменчивости в зависимости от условий среды и состава вод древних акваторий, соотношение минеральной и протеиновой составляющей в каждом из филумов, механизмы биорегуляции кристаллообразования, твердофазных процессов, палеизации (Голубев, 1981; Барсков, 1984) и т.д.

Известно около 40 минералов (Лоуэнстам, 1984), которые образуются ныне живущими организмами вне патологии, и лишь опаловая, фосфатная и карбонатная биоминерализация играет основную роль в пороодообразовании. Выделяется два типа биоминерализации: индуцируемый и матрицируемый, различающиеся степенью биологического контроля и связи с катионами из внешней среды. По расположению минерализованных твердых частей к продуцирующей матрице различают экзо- и эндоскелеты (экзосоматические и эндосоматические формы) (Лоуэнстам, 1984; Исаев, 2006). По расположению центров биоминерализации различают внутри-, вне- и межклеточный характер биосинтеза минералов организмами, причем разнообразие характера и типов биоминерализации возникли уже на самых ранних этапах развития биосферы (например, для прокариот) (Барсков, 1982; Лоуэнстам, 1984). В это же время в составе прокариотной системы произошла функциональная дифференциация на две группы: бактерий-деструкторов и цианобактерий-конструкторов (Седаева, Антошкина, 2000).

Прокариоты накапливали в себе значительную массу элементов, переводя их из гидросферы антиэнтропийным путем, аккумулируя вещества из ничтожных концентраций окружающей среды. Развитие прокариотной системы, появление фотосинтеза, свободного кислорода, явлений колониальности, многоклеточности и симбиоза, совершенствование форм и способов биоминерализации и продуцирование биомассы прокариотами и древнейшими водорослями привели к накоплению в позднем докембрии и фанерозое карбонатных толщ и углеродистых пород (органопелитолитов) огромной мощности. Способность синтеза кристаллов из ничтожной концентрации в гидросфере была унаследована в эволюционных филумах многоклеточных (иглокожие, моллюски, ракообразные), которые умудрялись строить кальцитовые скелеты значительно ниже критического уровня — на глубинах более 7000 м (Барсков, 1982).

Карбонатные минералы — соединения, широко утилизируемые как ныне живущими, так и древнейшими формами организмов. Сложность изучения биокальцификации в том, что она могла происходить в водоемах, где в то же время существовал и синхронный неорганический процесс образования CaCO_3 . Особенно это касается простейших организмов с индуцируемым типом, продукты фоссилизации которых неотличимы от осадков хемогенной природы. Изучение микроструктуры скелета кораллов показывает сочетание разных типов биоминерализации мезозойских склерактиний (Sorauf, 1972) что, скорее всего, является естественным «эволюционным» продолжением «полиминеральности» (смены арагонитовых

скелетов на кальцитовые) палеозойских кораллов. В естествознании детальное исследование структуры, типов и особенностей биоминерализации в различных таксономических группах современных организмов в целях прямого влияния на породообразование находится ещё на стадии постановки задач.

Надо подчеркнуть неравномерную изученность биогенной мобилизации осадочного вещества различными организмами (Барсков, 1982; Лоуэнстам, 1984) в течение всей геологической истории. Позвоночные, моллюски, брахиоподы изучены в этом отношении (Современная..., 1988) значительно лучше, но и они не дают ответов на все вопросы, особенно для ранних периодов истории нашей планеты. Данные по физико-химическим и кристаллооптическим аспектам биоминерализации современных организмов (Громов, 1978; Голубев, 1981) — по сине-зеленым водорослям и кокколитофоридам — помогают не только выявить строение этих простейших организмов, но и определить технологию биоминерализации, ее структуру в момент литификации. Установлено, что тончайшая пленка органического вещества, продуцируемая мягкой тканью, при кристаллообразовании в процессе диагенеза (палеизации) разрушается. Это необходимо учитывать при исследовании древнейших организмов. Возможность изучения современных и вымерших форм одним и тем же набором аналитических методов выводит биоседиментологию в число экспериментальных дисциплин (Барсков, 1982).

Особое место в биоседиментологии занимает изучение приспособительных реакций организмов друг другу в процессе жизнедеятельности в общих экологических нишах. Это касается как процессов симбиоза, так и «морфологической» спецификации среды по характеру секреторной деятельности, т.е. процессов фоссиллизации различных групп, сожительства друг с другом. Определенный морфотип неродственных таксонов, сосуществующих в одном биотопе, называется жизненной формой (Мерклин, 1968; Исаев, 2006). Например, в палеозойских рифах на их склонах диагностировалась такая жизненная форма, как «заросли», состоящие из ветвистых кораллов, строматопорат, тонкостебельчатых криноидей, бисусно-прикрепленных (якорных) брахиопод и моллюсков и т.п. (Исаев, 2006). Палеоэколог даст исчерпывающую информацию об образе жизни каждого организма в отдельности (до реконструкции процессов питания), биоседиментолог же даст характеристику этой биофации в целом, определяя её опосредованное влияние (бафлстоун) на карбонатообразование.

Биоседиментология занимается исследованием фоссиллизации не только породообразующих групп организмов, но и всех сопутствующих форм. Тщательное наблюдение ориктоценозов приводит исследователя к выводу о присутствии и мягкотелых, бесскелетных форм организмов, иногда даже к выводу о геометрии их тел. Например, в крайне мелководных «субплитных» докембрийских бассейнах практически в пределах всей планеты существовали обстановки бактериального и водорослево-бактериального карбонатообразования, причем в крайне разнообразных экологических нишах (биофациях). Именно в таких биофациях появляются первые бесскелетные кишечнополостные. Коадаптация сосуществующих в одном биотопе организмов (в данном случае колониальных бактериальных систем, строматолитов, «коралловидных» колониальных водорослей прикрепленного типа, мягкотелых кишечнополостных и гидроидных) была выработана в виде морфологически близких биоконструкций (сетчатые колонии). Именно приобретением способности к биоминерализации этими группами (бесскелетные кишечнополостные) биоты в нижнем-среднем ордовике можно объяснить их таксономический «взрыв» (скелетный) в нижнем палеозое.

На микроструктурном уровне биоседиментология сопрягается с петрографией, а на макро- — с седиментологией и литологией. Особенности биоседиментологического наблюдения петрографических шлифов состоят в диагнозе каркасообразующих элементов в пространстве (шлиф — это плоскость), биогенной природы различных компонентов (фито- и био-), их инситности, ранга переотложенности, структур и типов биоминерализации, в разграничении литоконструкций и петрокластики в смешанных карбонатных и песчаных породах и т.п. Например, песчаники с обильным количеством камерных форм скелета (брахиопод, двустворок) *in situ* все равно называют песчаниками (с брахиоподами), хотя это уже крупно-камерно-скелетный аренитовый микстолит (лайтстоун). В тафономии и палеоэкологии организм (скелетный остаток) рассматривается как элемент осадочного процесса (частица), а в биоседиментологии — это главный

строитель (создатель) карбонатной породы. Так, среди двустворчатых моллюсков палеоэкологи выделяют группировки по трофическим признакам, способу питания и уровням питания (Захаров, Шурыгин, 1978). Кроме того, возможны группировки батиметрические, термальные, солевые, эдафические, гидродинамические и т.д. Однако, по роли в пороодообразовании, согласно биоседиментологическим признакам в их составе, можно выделить другие группы (Друщиц, 1974): жестко-прикрепленных двустворок (*Ostrea*, *Chama*, *Spondylus?*, *Hippurites* и др.), т.е. конструкторов, бисусно-прикрепленных (*Terebratulidae*, мидии), т.е. стабилизаторов илистого субстрата. К последним можно отнести и плотные поселения скафопод (псевдопостройки или *catstone*), косвенно влияющие на карбонатообразование, а также поселения *Pinna* и *Musculus*. Большинство погружных двустворок (*Mya*, *Solen*, *Nucula* и др.) относятся к типу разрушителей субстрата (деструкторов), а к скальным деструкторам можно отнести *Pholas* и *Lithophaga*. При этом тип грунта (песчаный, илистый, карбонатный) не имеет значения, т.к. жизнедеятельность двустворок по отношению к нему в этом случае являлась разрушительной. Таким образом, в системе двустворчатых моллюсков имеется полный набор организмов-стабилизаторов и дестабилизаторов, конструкторов и деструкторов (Исаев, 2006), в разной степени влияющих на скорость карбонатообразования, либо прямо участвующих в биоаккумуляции.

Более 52 % всех мировых запасов нефти и газа генетически и пространственно связано с карбонатными породами. Пустотное пространство в продуктивных породах нефтегазоносных бассейнов в основном имеет новообразованный характер: в песчаных резервуарах развиты чаще трещинные и поровые, кавернозно-поровые коллекторы, в карбонатных — коллекторы трещинного и кавернозно-карстового типа. Структура матрицы в них имеет опосредованное значение, и здесь часто определяющую роль имеет текстурное взаимоотношение в пространстве различных компонентов пород: био-, лито- и фито, расположенных в связующей их матрице. Для карбонатных пород первичная зернистость при образовании коллекторов в большинстве случаев не имеет значения, если она не механокластической природы. В большей степени подчеркивает структурную и текстурную неоднородность присутствие биообъектов различного масштаба (органогенные постройки, калиптры и т.п.), что и является основой для развития коллекторов. Именно эта «компонентная» неоднородность в карбонатных резервуарах и является главной транспортной артерией для проникновения флюидов и образования резервуаров как трещинного, так и кавернозно-карстового типа. Диагностикой этой биоконпонентной неоднородности и занимается биоседиментология (Исаев, 2006). Например, на рубеже докембрия и фанерозоя на Сибирской платформе автором на основании первичной классификации (Исаев, 2006) установлены литолого-генетические типы рифогенных образований (таблица). Улучшенные коллекторы приурочены к ограниченному типу пород: грейнстоунам, зернистым баундстоунам, спаритовым калькаренитам и кальцирудитам (рудстоунам).

В течение по крайней мере последних 3,5 млрд лет в литосфере Земли в различных бассейнах (от резервуарных до океанических) «работала» биота, эволюционируя и создавая беспрецедентные по масштабу распространения карбонатные породы разнообразного состава, накапливая ОВ в несоизмеримых объемах, формируя основу для возникновения и развития нефтидогенеза. Биоседиментология – это новое направление в расшифровке геологического прошлого и понимания процессов биогенного бассейногенеза, восстановления условий и коадаптивных механизмов биоминерализации и литификации органической биомассы (осадочного углерода) на всех этапах геологического развития планеты в целом и биосферы в частности.

Литература

- Барсков И.С. Биоминерализация и эволюция // Палеонтологический журнал. 1982. № 4. С. 5–13.
 Голубев С.Н. Реальные кристаллы в скелетах кокколитофорид. М.: Наука, 1981. 153 с.
 Громов Б.В. Ультроструктура сине-зеленых водорослей. Л.: Наука, 1978. 94 с.
 Друщиц В.В. Палеонтология беспозвоночных. М.: МГУ, 1974. 528 с.
 Ефремов И.А. Тафономия — новая отрасль палеонтологии // Изв. АН СССР. Сер. Биол. 1940. № 3. С. 405–413.
 Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики (по двустворчатым моллюскам). Новосибирск: Наука, 1978. 253 с.
 Исаев Г.Д. Основы биоседиментологии и региональный фациальный анализ. Новосибирск: Гео, 2006. 133 с.

Литолого-генетические типы рифогенных пород Сибирской платформы на рубеже докембрия и фанерозоя

Пелиголиты колломорфные, инкрустационные (хемогенные)	Пелиголиты с повышенным Сорг. углеродистые	Пелиголиты флюидалльные-турбидиты мутьевые	Пелиголиты массивно-однородные	Текстура	Текстура	Текстура	Текстура	Текстура и содержанию РОВ	Кальцилотиты (долмикриты)	Калькарениты (доларениты)	Кальцирудиты (рудстоуны)	Глобоилиты	Грейнстоун	Инфлаут стоун (субкарканые)-флаутстоун	Баундстоуны (каркасные)		
															по структуре		
Спаритовые	Илистые	Массивно-однородные (вак-паксоуны)	Флюидалльные (зерновиты)-турбидиты	Зернистые (спаритовые)	Ооидные	Полимиктовый	Строматолитовый	по составу	Фреймстоун	Байндстоун	Бафлстоун	по структуре матрикса					
												илистый зернистый	илистый, зернистый	илистый, зернистый			
Стустково-комковатые полимиктовые	Онколитовые	Кластический	Строматолитовый	Строматолитовый, водорослевый, политаксонный	Строматолитовый, водорослевый, политаксонный	Строматолитовый, водорослевый, политаксонный	Строматолитовый, водорослевый, политаксонный	по составу	по макротекстуре	биогермные	стратиформные	калитровые, биогермные	по макротекстуре				
													биогермные	стратиформные	калитровые, биогермные		

Лоуэнстам Х. Процессы и продукты биоминерализации и эволюция биоминерализации // 27 Междунардн. Теор. Конгресс. Т. 2. Палеонтология. М.: Наука, 1984. С. 51–56.

Мерклин Р.Л. Жизненные формы и их значение для палеоэкологического анализа // Междунар. геол. конгресс, 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы палеонтологии. М.: Наука, 1968. С. 18–26.

Седаева Г.М., Антошкина А.И. Прокариоты и их роль в осадочном процессе // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 2. Мат-лы к 1-му Всеросс. литолог. совещ. М.: Геос, 2000. С. 212–215.

Современная палеонтология. Методы, направления, проблемы, практическое приложение. В 2 т. М.: Недра, 1988. Т. 1 — 540 с., т. 2 — 383 с.

Sorauf J.E. Skeletal microstructure and microarchitecture in *Scleractinia* (Coelenterata) // Paleontology. 1972. V. 15, № 1. P. 88–107.

КОМПОНЕНТЫ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД И ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЮРСКИХ АКВАТОРИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Г.Д. Исаев¹, А.Н. Алейников², И.К. Микуленко³, Я.Г. Аухатов⁴, Н.Ф. Каячев⁵

¹ООО НИЦ «Сибгеонафт», Новосибирск, sibgeonaft@mail.ru

²Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, alein2000@mail.ru

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, mikulenko.irina@yandex.ru

⁴ООО «ЦСМРнефть» при АН РТ, Казань, уап-89178823520@yandex.ru

⁵ООО КрасноярскНИПИнефть, Красноярск, KayachevNF@kr-nipineft.ru

К фациальному анализу продуктивных толщ юрской системы Западной Сибири все чаще обращаются литологи, петрографы, геологи, занимающиеся проблемами нефтегазоносности (Седиментология..., 2009; Фациальный..., 2012). Особое место в этих работах отведено петрографии. Многолетняя практика (Геология..., 2006; Исаев и др., 2006, 2008_{а, б}; Исаев, Микуленко, 2010) изучения юрских и ачимовских нефтегазоносных отложений позволяет рассмотреть петрографический метод с более широких позиций, имея в виду биоседиментологические, углепетрографические, палеонтологические аспекты. Дело в том, что большинство морских песчаных пород изученного региона имеет поликомпонентный состав (Исаев, Микуленко, 2010), отличается полицикличностью переотложения, крайней литофациальной неоднородностью (Геология..., 2006). В центральной части ЗСП песчаный состав характерен не только для васюганской свиты — песчаники встречаются в георгиевской и даже в баженовской свите. Нами установлено, что в верхнеюрских песчаниках преимущественно их кварцевый состав характерен для конусов выноса плотностных поперечных потоков; аркозовый состав характерен для центральных зон пляжей и часто трассирует береговую линию, а преимущественно граувакковый состав песчаников обычен для штормовых образований и часто фиксирует (обрамляет) области внутривыбросного сноса.

Эффективным представляется и структурно-компонентный анализ пород. Целесообразны не только диагностика минерального (min-), породного (lito-), органического (bio- и fito-) компонентов по составу, инситности литификации, размерности и плотности концентрации в породах, но и их ранжирование по степени устойчивости к деструкции, по цикличности переотложения, по соотношению матрикса и зерен (активное, пассивное, флюидальное и гравитационное), структур и минеральной зрелости пород. Например, уголь, как и глина, относится к весьма неустойчивой группе с крайне низким рангом переотложения (не более одного раза).

Поведение и состав фитоконструктивных элементов в структуре песчаных пород слабо изучены. Фитокластик широко распространена в песчаных породах юры, часто диагностируется в разрезах, но практически не учитывается в классификациях микстолитов. По данным В.А. Наумова (Наумов, 1981), в качестве фитоконструктивных элементов надо рассматривать почти все части растений в виде фрагментов, обрывков (часто называемых растительной тканью), луб, кору, листья, древесину, их детрит (УРД), а также водорослевые (?) остатки. Фоссилизация высших растений и водорослей кардинально различна. Терминология в углепетрографии для кластических образований не соответствует таковой в биоседиментологии, либо петрографии осадочных кластолитов. Однако, в морских песчаных породах верхней юры фитокластик до 30 % и более (рис. 1). Особенно следует в их составе обособить три важных компонента: корневые системы, фитодетрит (фитокластик) и углекластик. Корневые системы фиксировались в приливо-отливных зонах. Чаще их интерпретируют как следы жизнедеятельности (ризоиды). На самом деле они представляют собой явление фитотурбации субстрата и в то же время являются единственными в своем роде инситными частями растительных сообществ. Фитокластик (растительный детрит) в морских отложениях представляет собой особую группу обломочного материала — систему плоских обломков типа чешуй (рис. 1, обр. 9111-2, 9144-1). УРД (углефицированный растительный детрит) часто накапливается в системе

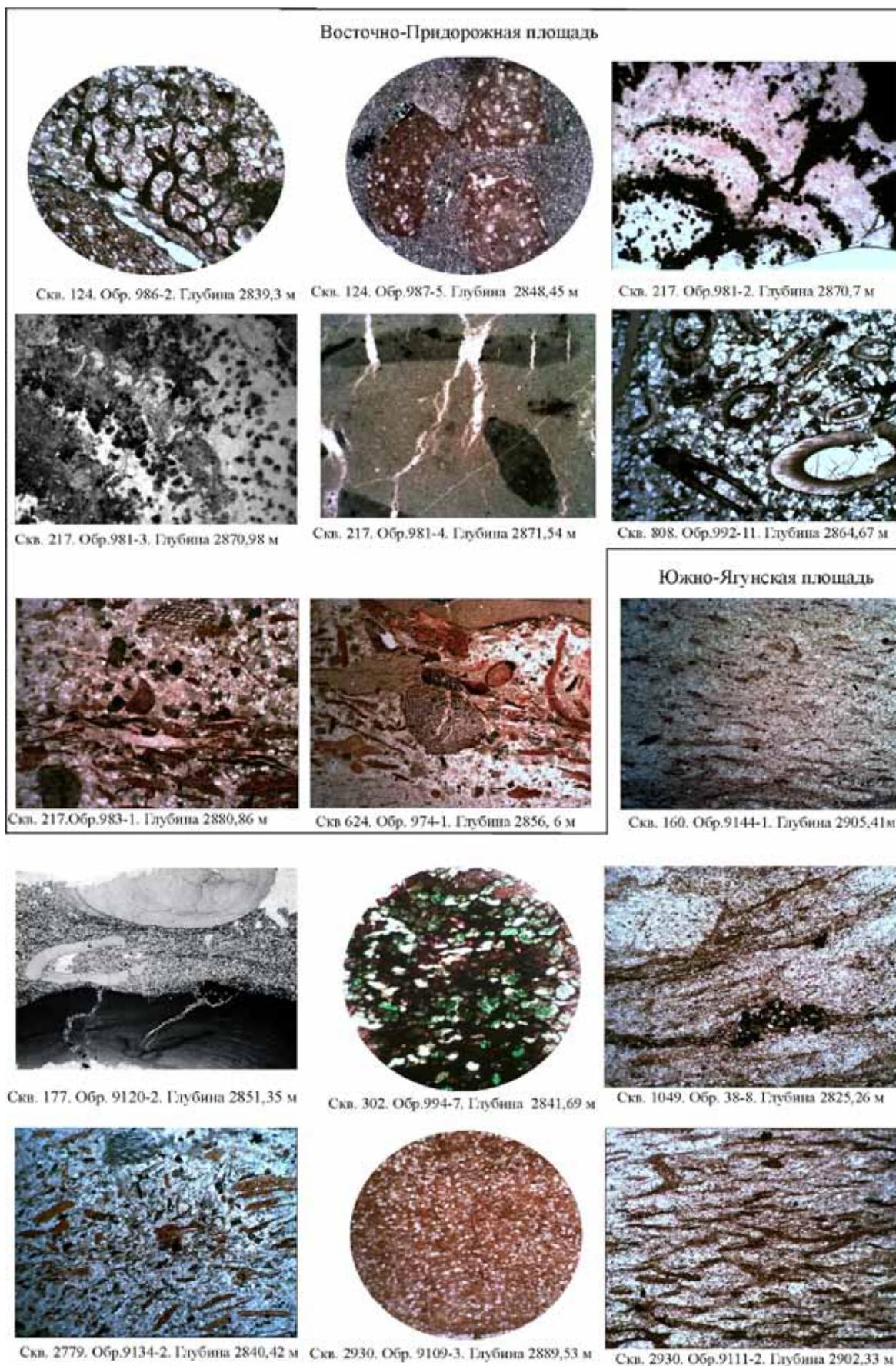


Рис. 1. Разнообразие структур и состава поликомпонентных пород верхнеюрских отложений Восточно-Придорожной и Южно-Ягунской площадей

самостоятельных линз, прослоев, относится к устойчивым компонентам нефелоидной природы. УРД встречается в морских отложениях в переотложенном виде от кровли тюменской свиты до кровли ачимовских турбидитов. К такому же типу, но к весьма неустойчивой группе относятся и фрагменты листьев, растительной ткани, не способные к переотложению (рис. 1, обр. 9134-2, 983-1 и 974-1). Углекластика — это одноактный обломочный материал, который входит в состав литокомпонентов (lito-) — обломков ранее литифицированных пород, но представляет собой особую группу вследствие крайней неустойчивости к переотложению (рис. 1, обр. 9144-1, 38-8, 9134-2, 983-1). Обломки древесины тоже относятся к группе фитокомпонентов (группа относительно устойчивых к переотложению). Они встречаются в штормовых отложениях, иногда совместно с рострами белемнитов (рис. 1, обр. 9120-2), причем размер и ориентировка тех и других близки друг другу.

Крайне разнообразен и биокомпонентный состав верхнеюрских отложений (рис. 1): двустворчатые моллюски (обр. 922-11), аммониты, фораминиферы, остракоды, ихнофоссилии, белемниты, брахиоподы, рыбы, скафоподы. Особенно ценны находки рифообразующих организмов: кораллы (обр. 986-2), водоросли (обр. 987-5 и 981-4), строматолиты (обр. 981-2 и 3), и др. (рис. 2). В крайне мелководной зоне шельфа они образуют мелкие калиптры — элементарные органогенные постройки, в приливно-отливной зоне — строматолитовые маты и прослеживаются в пределах площадей. Кроме того, часто диагностируются пакстоуны и грейнстоуны (рис. 1, обр. 994-7, 9109-3) водорослево-фораминиферового состава, тоже прослеживаемые от скважины к скважине. Биофациальный анализ верхнеюрских отложений (рис. 2) сделан на основе региональной дифференциации фито- и биокомпонентного состава пород, особенностей таксономического состава и палеоэкологии двустворчатых моллюсков, характера распределения органогенных построек и монотаксонных биогенных систем (строматолитовых матов) в пределах Восточно-Придорожной и Южно-Ягунской площадей. Зона карбонатообразования в позднеюрских акваториях прослежена авторами из Шаимского региона (Исаев, Алейников, 2008) в район Тевлинско-Рускинского, Восточно-Придорожного, Южно-Ягунского, Урненского и Угутского месторождений. Возможно, эта зона имеет более глобальный характер, территориально и генетически связана с разновозрастными и разнофациальными песчаными отложениями васюганской свиты.

Структурно-компонентный анализ — главный в фациальных исследованиях. В морских обстановках минеральный состав (min-) стабилен. Механическая обработка зерен в морских песчаниках (кроме пляжей) отсутствует. Систематика микстолитов должна быть глубокой и поликомпонентной.

Литература

Геология нефтегазоносных отложений Пур-Тазовского междуречья. Бюлл. операт. научной информации. № 89, сентябрь. Томск: ТГУ, 2006. 72 с.

Исаев Г.Д., Алейников А.Н., Микуленко И.К. и др. Первые находки губок, строматолитов и фациальная природа верхнеюрских пелитолитов Шаимского региона // Георесурсы. 2008. № 5. С. 8–10.

Исаев Г.Д., Ван А.В., Предтеченская Е.А. и др. Литолого-петрографические особенности среднеюрских отложений песчаных пластов на территории Пур-Тазовского междуречья // Литологические аспекты геологии слоистых сред. Екатеринбург, 2006. С. 106–109.

Исаев Г.Д., Микуленко И.К. Псефито-песчаные микстолиты и фациальный анализ продуктивных верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты // Рифы и карбонатные псефитолиты. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 74–75.

Наумов В.А. Оптическое определение компонентов осадочных пород. М.: Недра, 1981. 203 с.

Седиментология в нефтяной геологии. Томск: Изд-во ЦППС НД, ТПУ, 2009. 134 с.

Фациальный анализ в нефтегазовой литологии. Томск: Изд-во ЦППС НД, 2012. 358 с.

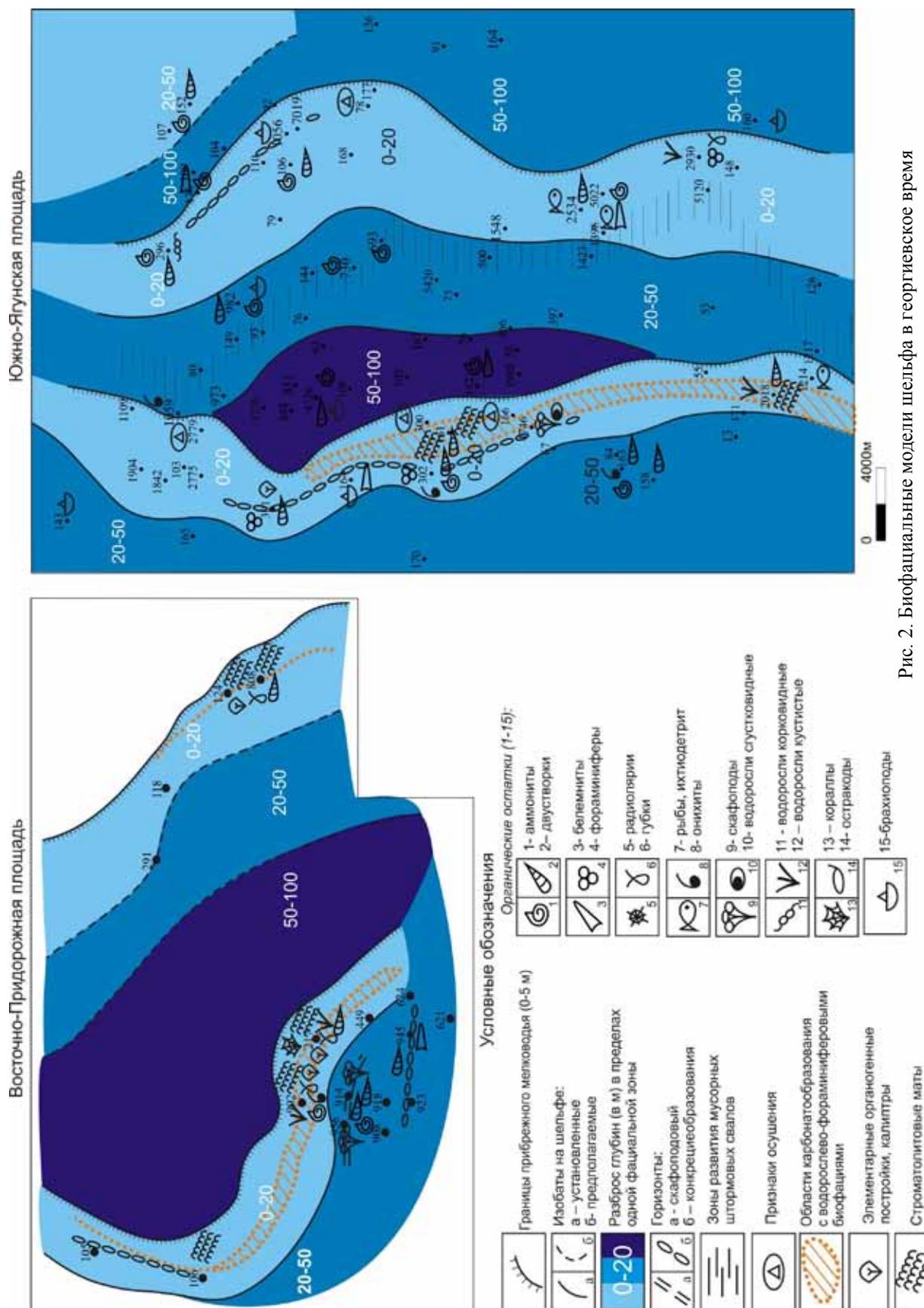


Рис. 2. Биофациальные модели шельфа в георгиевское время

ТИПИЧНЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЗРЕЗОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ НА ПРИМЕРЕ СКВАЖИНЫ ХИКИГЛИНСКАЯ 1

Е.Р. Исаева

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск,
Elena_isayeva.89@mail.ru*

Поисково-разведочные и эксплуатационные работы на месторождениях углеводородов постоянно осложняются неоднородностью продуктивных отложений, непостоянством их фильтрационно-емкостных свойств, частым отсутствием видимых связей между открытой пористостью, проницаемостью, эффективными толщинами и дебитами скважин. Решение этих проблем только с седиментационных позиций образования продуктивных пластов не дает положительных результатов.

Представления о формировании залежей УВ и пород-коллекторов становятся более ясными, если принять во внимание точку зрения, что не только седиментационные, но и постседиментационные процессы влияют на формирование залежей нефти и газа. Процессы углекислотного метасоматоза приводят к формированию вторичных минеральных продуктов, сильно влияющих на коллекторские свойства обломочных пород — глинистых минералов (каолинит, гидрослюда), улучшающих фильтрационно-емкостные свойства, и карбонатов, их ухудшающих.

На восточном склоне террасы Большехетской впадины в Северо-Восточной части Западно-Сибирской плиты (Поляков и др., 2011) были проведены исследования, базирующиеся на использовании флюидодинамической концепции нефтегазообразования (Лебедев, 1992) и применением комплекса литологических, минералого-петрографических, битуминологических и литогеохимических методов изучения глубоких скважин, пробуренных в зоне сочленения плиты с Восточно-Сибирскими тектоническими структурами. Совместно с геологами компании «Красгеонац» был изучен ряд скважин: Хикиглинская-1, Северо-Ванкорская-1, Ванкорская-11, Восточно-Лодочная-1, Западно-Лодочная-1, Яковлевская-2, Полярная-1, Ичимминская-1, Ячиндинская-1, Байкаловская-1, Северо-Туколандская, Туколандо-Вадинская-320. Их геологический разрез имеет много общих особенностей. Типичные литолого-петрографические особенности отложений и их постседиментационные преобразования наиболее подробно рассмотрены на примере разреза скважины Хикиглинская-1.

Скважиной были вскрыты юрско-меловые отложения, представленные следующими свитами: танамская K_2tn , салпадаяхинская K_2sl , насоновская K_2ns , дорожковская K_2dr , долганская K_2dl ; яковлевская K_1jak , малохетская K_1mch , суходудинская K_1sd , нижнехетская K_1nch , яновстанская J_3-K_1jan , сиговская J_3sg , точинская $J_2,3tch$ и малышевская J_2ml .

С помощью фациального анализа было выявлено, что юрско-меловая толща, вскрытая скв. Хикиглинская-1, представлена морскими, переходными и континентальными отложениями, а именно чередованием глинистых и обломочных пород с разнообразными переходными разновидностями — от песчаников к алевролитам и аргиллитам, нередко содержащими прослойки известняков, углей, пород, обогащенных битуминологическим органическим веществом седиментационно-диагенетического и эпигенетического происхождения.

В результате литолого-петрографических и битуминологических исследований разреза скв. Хикиглинская-1 установлено, что в процессе становления отложения претерпели не только значительные преобразования: седиментационно-диагенетические, катагенетические при накоплении осадков и эволюции их в процессе погружения осадочного бассейна, но и наложенные эпигенетические, сопровождающие процессы флюидомиграции и формирования нефтегазовых объектов в период инверсионного развития территории.

Ниже рассматриваются особенности преобразования пород по каждой свите, выявленные при помощи литолого-петрографических исследований.

В *малышевской (J_2ml) свите* вскрыты песчаники, алевролиты, аргиллиты, неравномерно чередующиеся между собой. Структурно-текстурные особенности пород свидетельствуют об

их катагенетическом уплотнении, гравитационной коррозии (конформные, инкорпорационные контакты), проявлении бластеза, а также слабой регенерации кварца и полевого шпата.

Породы значительно дислоцированы. Хорошо видна под микроскопом интенсивная трещиноватость обломков кварца и полевого шпата (рис. 1). С трещинок начинается интенсивная коррозия и растворение обломков с образованием нового пустотного пространства. Образуются поры различной формы (рис. 2). В то же время процессы выноса растворенных компонентов сопровождаются одновременным отложением кварца вблизи корродированных обломков. Процессы растворения захватывают и цементирующую массу. Многочисленная микропористость просматривается в каолинит-гидролюдистом и гидролюдистом цементе.

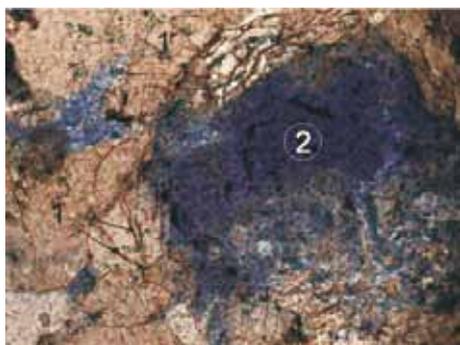


Рис. 1. Трещиноватость обломков кварца и полевого шпата в песчанике (1), крупная вторичная пора (2)

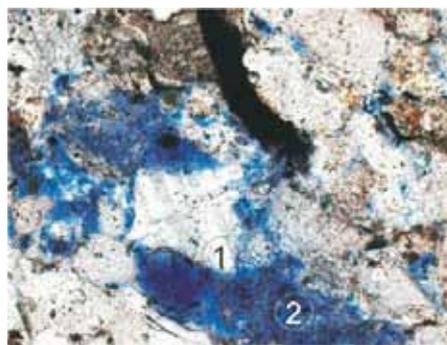


Рис. 2. Песчаник. Остатки микроклина (1) в крупной поре (2)

Вторичный карбонатный цемент также склонен к растворению с образованием многочисленной мелкой пористости. Отдельные крупные чешуи биотита хлоритизируются, по направлению спайности в них образуются цепочки очень мелких пор.

Процессы наложенного эпигенеза в разрезе *точинской* ($J_{2-3}tch$) свиты проявились незначительно.

В отложениях *сиговской свиты* (J_3sg) относительно более разуплотненные породы представлены в инт. 3865,0–3950,0 м. Процессы эпигенетических преобразований выразились здесь в основном в карбонатизации пород и порообразовании. По данным люминесцентной микроскопии, в породах присутствуют эпигенетические, часто легкие битумоиды.

Яновстанская свита ($J_3-K_1 jan$), вскрытая скважиной, входит в состав баженовского горизонта волжского возраста и является возрастным аналогом нефтематеринской баженовской свиты, широко развитой в центральной части Западной Сибири (Конторович и др., 1975). Последняя является прекрасным реперным горизонтом верхней юры и частичным экраном для мигрирующих снизу флюидов.

В изученном разрезе яновстанской свиты преобладают известковистые аргиллиты и алевролиты, а также присутствуют тонкозернистые песчаники и алевролитистые известняки. Повсеместно отмечается значительное количество пирита (до 10 %). Обычно он тонкокристаллический, часто замещает и инкрустирует обломки раковин пелеципод.

В разрезе участки более уплотненных пород преобладают в инт. 3690,0–3800,0 м. Они представлены нефтематеринскими породами с керогеном типа II и сингенетичными битумоидами. Для пород свиты чрезвычайно характерны тонкослоистые, параллельнослоистые текстуры с выдержанной на большом протяжении толщиной отдельных слойков, составляющей доли миллиметра. Слоистость подчеркивается изменениями в составе, а главное, в соотношении прозрачных светлых глинистых и слабопрозрачных бурых органико-глинистых и органических компонентов (рис. 3). Такие текстуры с обильным захороненным ОВ типичны для доманикитов и характерны для большей части разреза свиты в изучаемой скважине. Захороненное органическое вещество (ЗОВ) пород имеет разную степень прозрачности, черную, бурую и красную окраску, обычно тонкодисперсное состояние (рис. 5). В отдельных случаях отмечаются укрупненные формы захороняемых остатков, когда видны недоразложенные части организмов или псевдоморфозы керогенов по ископаемым остаткам (рис. 4).

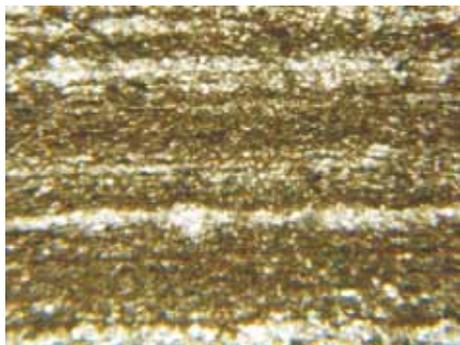


Рис. 3. Типичная тонкопараллельная слоистость пород доманикового типа в яновстанской свите)



Рис. 4. Ураноносный кероген типа II, образующий псевдоморфозу по роющему организму

Анализируя нефтематеринские свойства яновстанской свиты, следует подчеркнуть такие ее особенности: породы, содержащие нефтегенерирующий кероген типа II, сосредоточены в инт. 3690,0–3755,0 м, концентрации органического углерода в этой части в среднем 1 %, редко немного превышают 2 %, породы обнаруживают сингенетичные битумоиды. Перечисленные особенности пород нефтегенерирующего интервала яновстанской свиты заставляют сделать вывод о том, что ее вклад в виде сингенетичных битумоидов был достаточно высок.

Заслуживает внимания тот факт, что яновстанская свита в разрезе является флюидоупором для мигрирующих снизу углеводородных флюидов. Их затвердевшие окисленные остатки сохранились в порах и межзерновых промежутках в породах малышевской и сиговской свит. Они хорошо видны в петрографических шлифах и отличаются буроватым цветом, изотропией, пропитывающим пустотное пространство характером агрегата, затвердевшим состоянием. Важно подчеркнуть и тот факт, что последующие процессы карбонатизации пород этих свит и сопровождающие их явления привели к частичному растворению и выносу, вероятно, наиболее легких компонентов из твердых битумов, оставляя лишь более тяжелые и менее доступные для растворения их части.

Нижнехетская свита (K_{nch}) представлена, в основном чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов. Породы катагенетически уплотнены, местами отмечается рассланцованность, перемятость пород и зеркала скольжения. Основу аргиллитов составляет глинисто-кремнистый материал с бурым битуминозным веществом и пиритом. Последний встречается в виде тонкозернистой вкрапленности и отдельных линзовидных скоплений. На всем протяжении песчанистого интервала отмечается карбонатизация различной интенсивности. Характер ее линзовидно-пятнистый. В местах карбонатизации отмечается пористость. Процесс выноса карбонатных компонентов интенсивно прошел в инт. 3259,5–3266,5 м. Практически полностью растворен и удален весь цемент. Остатки гидрослюды, каолинита и кальцита незначительны. Обнажилось пустотное пространство. Оно имеет зазубренные контуры. Появились каналы, соединяющие поры друг с другом. Здесь же, на гл. 3266,5 м улавливается запах углеводородов.

Породы *суходудинской свиты* (K_{sd}) представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с существенным преобладанием песчаников. Отмечается повышенное содержание аксессуарных минералов — циркона, сфена, граната, эпидота и турмалина.

Постседиментационные преобразования пород свиты выразились в уплотнении осадков, глинизации, а также последующей перекристаллизации каолинового цемента, развитии конформных межзерновых контактов, регенерации кварца и полевого шпата. Фоном для проявления последующих эпигенетических изменений послужили тектонические подвижки, выразившиеся в появлении пластических и хрупких деформаций, бластезе кварца, микротрещиноватости и дезинтеграции обломков с зонками дробления. Интенсивно проявилась коррозия с образованием вторичной пористости. Биотит хлоритизируется с образованием мельчайших пор вдоль спайности. Поры частично заполнены каолинитом, хлоритом, пиритом, кремнеземом и черным битумом. Последний встречается и в трещинах с выходом в поры.

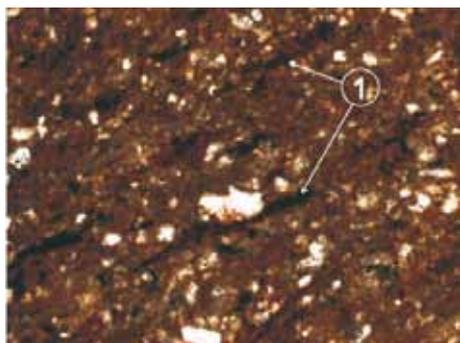


Рис. 5. Известняк алевритистый с ОВ.
Илоеды (1) черного цвета

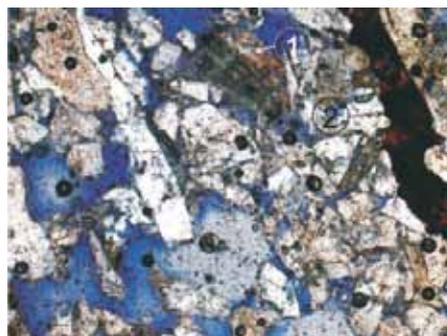


Рис. 6. Песчаник. Хлоритизированный биотит с порами (1) растворения, битум в трещине (2)

Новообразованные поры имеют неправильные очертания, обособленное расположение, не зависящее от зерновых промежутков, а также часто ориентированное направление (рис. 6).

Породы *малохетской свиты* (K_{mch}), охарактеризованные керновым материалом, представлены песчаниками. Породы катагенетически уплотнены. Обломки трещиноваты. Очень сильно выражены коррозионные явления с образованием вторичной пористости. Растворяются обломки и цемент. Поры извилистые, вытянутые, округлые. В каолинитовом и гидрослюдистом цементе отмечается микропористость.

Отложения *яковлевской свиты* (K_{jak}) представлены разуплотненными породами, близкими к отложениям малохетской свиты. Отмечается широкое проявление в породах процессов вторичной карбонатизации. Битуминозность пород снижается, что, вероятно, свидетельствует об уменьшении в разрезе интенсивности процессов флюидомиграции и возможного уменьшения во флюидах продуктивных компонентов.

Породы *долганской свиты* (K_{2dl}) представлены преимущественно песчаниками, а также алевролитами и аргиллитами. Процесс эпигенеза выразился в развитии коррозионных явлений, а затем интенсивной карбонатизации. Можно отметить, что в карбонатизированных породах незначительно развита пористость, вызванная последующим растворением.

В результате литолого-петрографических исследований было выявлено, что эпигенетические преобразования пород в разрезе скважины в основном проявлены в виде карбонатизации, окварцевания, глинизации пород, а при наличии органического вещества или миграции углеводородов формировались сидерит и пирит. Процессы наложенного эпигенеза сопровождаются деструкциями пород, связанными с растворением исходных и новообразованных минералов, а также с выносом петрогенных компонентов. В результате разрушается катагенетическая межзерновая структура пород, на месте сложных конформных контактов возникают межпоровые каналы и при благоприятных условиях формируются зоны вторичных высокопористых пород. Дислокационные явления преобразования пород — трещиноватость, катаклаз, брекчирование — способствуют более яркому проявлению всех вышеперечисленных процессов, предшествуя им и сопровождая их.

Таким образом, формирование пустотного пространства, начавшееся при седиментогенезе осадков, завершается постседиментационными процессами, интенсивность и характер проявления которых предопределяет особенности порово-трещинного пространства пород-коллекторов.

Литература

- Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1984. 680 с.
- Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.
- Поляков А.А., Кринин В.А., Жемчугова Т.А. Влияние ложных флюидоупоров на нефтегазоносность нижнемеловых резервуаров Большехетской террасы // Научно-технический вестник ОАО «НК «РОСНЕФТЬ». 2011. № 4. С. 15–19.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОСОБЕННОСТИ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ОТЛОЖЕНИЙ ПЛАСТА АВ₁³ (ГРУППЫ «РЯБЧИК») УРЬЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

О.А. Исаева¹, Л.Н. Бружес¹, В.А. Вавилин¹, О.К. Мартынова¹, А.Ю. Медведев²

¹Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть» в г. Тюмени, Когалым,
BruzhesLN2@nipi.ws.lukoil.com

²ООО «ЛУКОЙЛ-Западная Сибирь», Когалым

В связи с уменьшением запасов углеводородов, приуроченных к традиционным коллекторам, возрастает необходимость более глубокого и детального изучения пород с низкими фильтрационно-емкостными свойствами. К породам такого типа относятся песчано-алеврито-глинистые породы горизонта АВ₁ с текстурой типа «рябчик». Недостаточная изученность литолого-минералогических особенностей и пустотно-порового пространства пород-коллекторов группы «рябчик» выдвигает эти проблемы в разряд наиболее актуальных.

Целью работы является исследование литолого-минералогических особенностей, характеристик структуры порового пространства песчано-алеврито-глинистых пород типа «рябчик» на примере отложений Урьевского месторождения.

Для решения поставленного вопроса необходимо было выполнить следующие задачи:

1. Изучить текстурные особенности пород.
2. Изучить литолого-минералогические, структурные характеристики пород.
3. Охарактеризовать пустотно-поровое пространство и изучить характер распределения пор и зон разуплотнения в коллекторах типа «рябчик».

Объектом исследования являются терригенно-осадочные отложения горизонта АВ₁, которые относятся к нижней подсвите алымской свиты.

Район исследований находится в центральной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции Среднеобской нефтегазоносной области. В тектоническом плане исследуемое месторождение расположено в северо-западной части Нижневартовского свода и приурочено

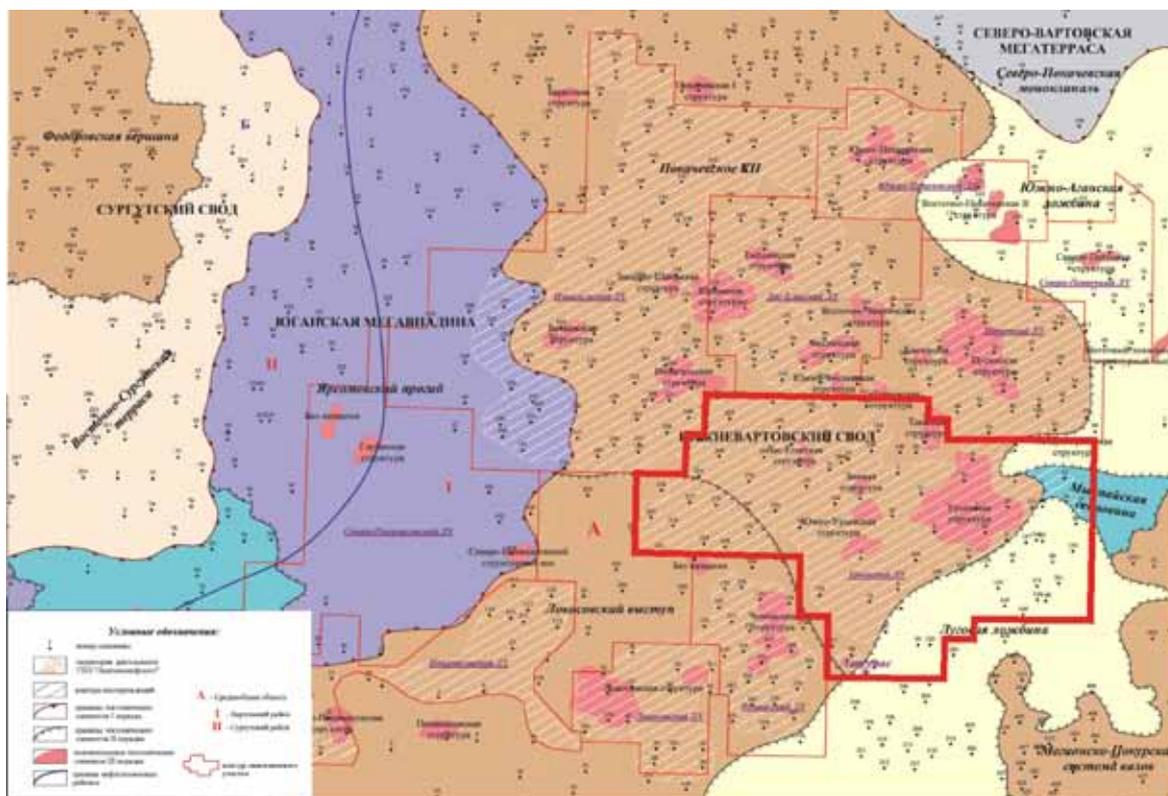


Рис. 1. Обзорная тектоническая карта Урьевского месторождения

к группе структур третьего порядка, осложняющих южную часть Урьевского куполовидного поднятия (рис. 1).

В качестве материала для исследования использовался керн трех скважин 25п, 230р, 7673/321 Урьевского месторождения. Проведен анализ 43 образцов керна с помощью следующих методов:

- 1) макроописание распиленного керна;
- 2) оптико-микроскопический, электронно-микроскопический методы исследования;
- 3) методы определения физических и петрофизических параметров пород;
- 4) метод ядерно-магнитного резонанса.

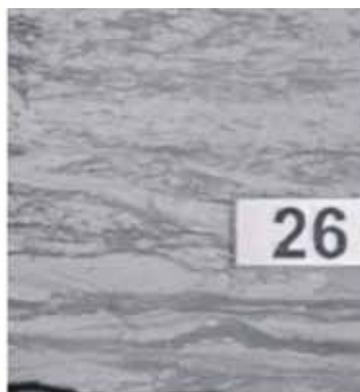
Горизонт АВ₁ на месторождениях субширотной Оби отличается сложным строением, которое обусловлено частым переслаиванием глинистых и песчано-алевритовых пород. Особенностью разрезов горизонта АВ₁ является широкое развитие в продуктивных отложениях так называемой группы пород с «рябчиковыми» текстурами, имеющей сложный литологический состав, обусловленный быстро меняющимися фациальными условиями осадконакопления.

Макроскопическое описание керна по трем скважинам показало, что разрез представлен песчано-алеврито-глинистыми отложениями, для которых в большей степени характерны пологоволнистые и линзовидные текстуры, обусловленные наличием сложных, часто дельтообразных глинисто-гидрослюдистых намывов. Толщина глинисто-гидрослюдистых слоев варьирует от 1 мм до 2–3 см и более. Эти песчано-алеврито-глинистые породы получили название «рябчики» (глинистые коллекторы).

Основанием для выделения типов «рябчиков» послужила классификация (Петтиджон, 1981), но в процессе исследования нами были установлены четыре типа «рябчиков» по содержанию глинистого материала и их текстурным особенностям (рис. 2): сильно глинистый «рябчик», глинистый «рябчик», слоистый «рябчик», опесчаненный (собственный) «рябчик».



Опесчаненный «рябчик» с флазерной текстурой



Слоистый или собственный «рябчик» с волнистой слоистостью



Глинистый «рябчик» с линзовидно-волнистой слоистостью



Сильно глинистый «рябчик» с лингулярной слоистостью

Рис. 2. Типы пород с «рябчиковыми» текстурами Урьевского нефтяного месторождения (пласт АВ₁³)

Сильно глинистый «рябчик» представлен глинистыми алевролитами с высоким содержанием (от 50 %) глинистого материала, для которого характерна неразвитая слоистость, когда глинистые прослои сливаются, изолируя песчано-алевритовые элементы разреза.

Глинистый «рябчик» представлен породами с повышенным содержанием глинистого материала (30–50 %), для которого характерна линзовидная слоистость.

Слоистый «рябчик» представлен породами, содержание глинистого материала в которых составляет 10–30 %. Текстуры характеризуются волнистой слоистостью.

Опесчаненный (собственный) «рябчик» — содержание глинистого материала менее 10 %, характеризуется флазерной текстурой.

С помощью оптико-микроскопического метода были изучены шлифы по трем скважинам 25п, 230р, 7673/321. В результате проведенных исследований было установлено, что породы представлены алевролитами мелко-крупнозернистыми, крупно-мелкозернистыми, глинистыми, редко слабо песчанистыми и песчаниками мелкозернистыми, алевритовыми, глинистыми. Структура псаммоалевритовая, алевропсаммитовая, пелито-алевритовая, алевро-пелитовая. Текстура полого-волнистая, участками линзовидно-волнистая. Обломочная часть представлена кварцем, ПШ и незначительным количеством обломков, отмечен мелкий РД, цемент поровый, глинисто-гидрослюдистого состава, распределение крайне неравномерное. Кроме того, в шлифах отмечены глинисто-гидрослюдистые намывы и прослои (рис. 3а, б, в).

По данным рентгеноструктурного анализа были исследованы глинистые прослои в рябчиках. Соотношение между каолинитом, хлоритом и гидрослюдой в них примерно равное, незначительно преобладает каолинит.

Поровое пространство в шлифах представлено единичными тонкими прерывистыми микротрещинами (размер 0,01–0,02 мм), участками с раздувами (1,0–1,5 мм), в которых наблюдаются скопления микрокристаллического пирита. На отдельных участках часто наблюдается серия субпараллельных микротрещин. Более крупные трещины отмечаются на стыке песчано-алевритовых, алевритовых линзочек и глинисто-гидрослюдистых разностей, которые возникают при литификации породы (рис. 3б, в).

Поровое пространство охарактеризовано также с помощью метода растровой электронной микроскопии. Пустотно-поровое пространство сформировано системой микропор со средними размерами 25x5 мкм. Отмечаются редкие крупные открытые поры с размерами 47x51 мкм и многочисленные микрзоны разуплотнения — 390x6 мкм, 296x7 мкм (рис. 4).

Метод ЯМР показал, что среднее количество пор в сильно глинистом и глинистом «рябчике» составляет 2,05 %, в слоистом — 4,35 %, опесчаненном (собственном) — 19 % (таблица).

Распределение количества и размеров пор в различных типах «рябчиков»

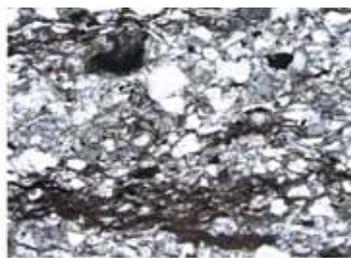
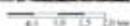
№ скважины	Литотип	Количество пор	Размеры, мкм
25п	Глинистый «рябчик» (обр. 208)	3,3 %	0,01–1,0
	Слоистый «рябчик» (обр. 211)	6,5 %	0,01–10,0
	Слоистый «рябчик» (обр. 212)	3,7 %	0,01–10,0
	Опесчаненный «рябчик» (обр. 19)	18,0	0,05–0,12 мм
230р	Слоистый «рябчик» (обр. 26)	3,7 %	0,01–10,0
	Глинистый «рябчик» (обр. 30)	2,5 %	0,01–10,0
	Слоистый «рябчик» (обр. 32)	5,7 %	0,01–10,0
7673/321	Слоистый «рябчик» (обр. 212)	6,2 %	0,01–10,0
	Глинистый «рябчик» (обр. 200)	3,5 %	0,01–10,0
	Сильно глинистый «рябчик» (обр. 221)	0,6 %	0,01–10,0
	Глинистый «рябчик» (обр. 225)	1,7 %	0,01–10,0
	Опесчаненный «рябчик» (обр. 18)	20,0	0,04–0,10 мм

Рис. 3. Фотографии шлифов пород пласта АВ₁³: а – скв. 25п Урьевского месторождения, б – скв. 230р Урьевского месторождения) в – скв. 7673 Урьевского месторождения)

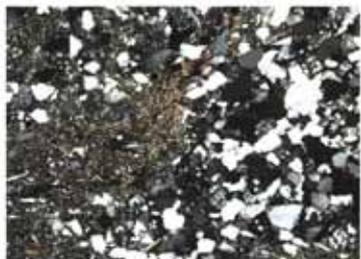
а



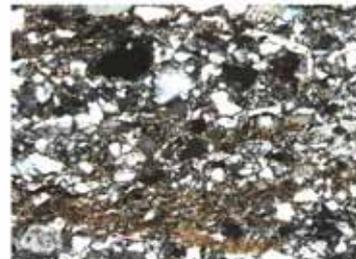
Ув. x50 б/а
Обр. 323-25-208



Ув. x100 б/а
Обр. 323-25-211



Ув. x50 с/а
Обр. 323-25-208
Неравномерное беспорядочное чередование песчаников м/з и глинисто-гидроалюидных намывов. Собственный "рябчик".

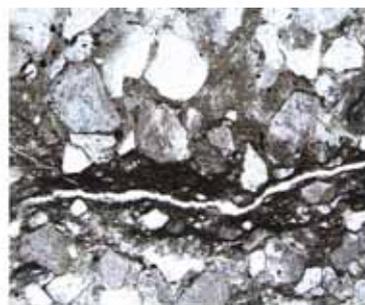


Ув. x100 с/а
Обр. 323-25-211
Неравномерное чередование алевролитов м/з с алевролитами кр/з и глинисто-гидроалюидных намывов. Слоистый "рябчик".

б



323-230-32 Ув. 5
Песчанки серые м/з, алевроитовые, глинистые, карбонатные. Песчаная линза окаймлена глинисто-гидроалюидными намывами.



323-230-32 Ув. 100 б/а
Собственный "рябчик" (линзовидно-волнистая слоистость). Открытая прерывистая трещина на стыке двух литотипов - линз алевроито-песчаной размерности и глинисто-гидроалюидных слоев.

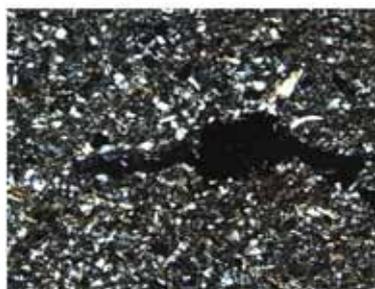
в



323-7673-205 Ув. 100 б/а
Глинистый "рябчик" (неразвитая слоистость). Открытая полость с раздувами, в центре полости высаженный пирит.



323-7673-212 Ув. 100 б/а
Собственный "рябчик" (линзовидная текстура). Открытая прерывистая трещина по границе двух литотипов линз алевролита и глинисто-гидроалюидного слоя.



323-7673-205 Ув. 100 с/а
Глинистый "рябчик" (неразвитая слоистость).



323-7673-201 Ув. 100 б/а
Глинистый "рябчик" (линзовидно-волнистая текстура). Открытая прерывистая трещина.

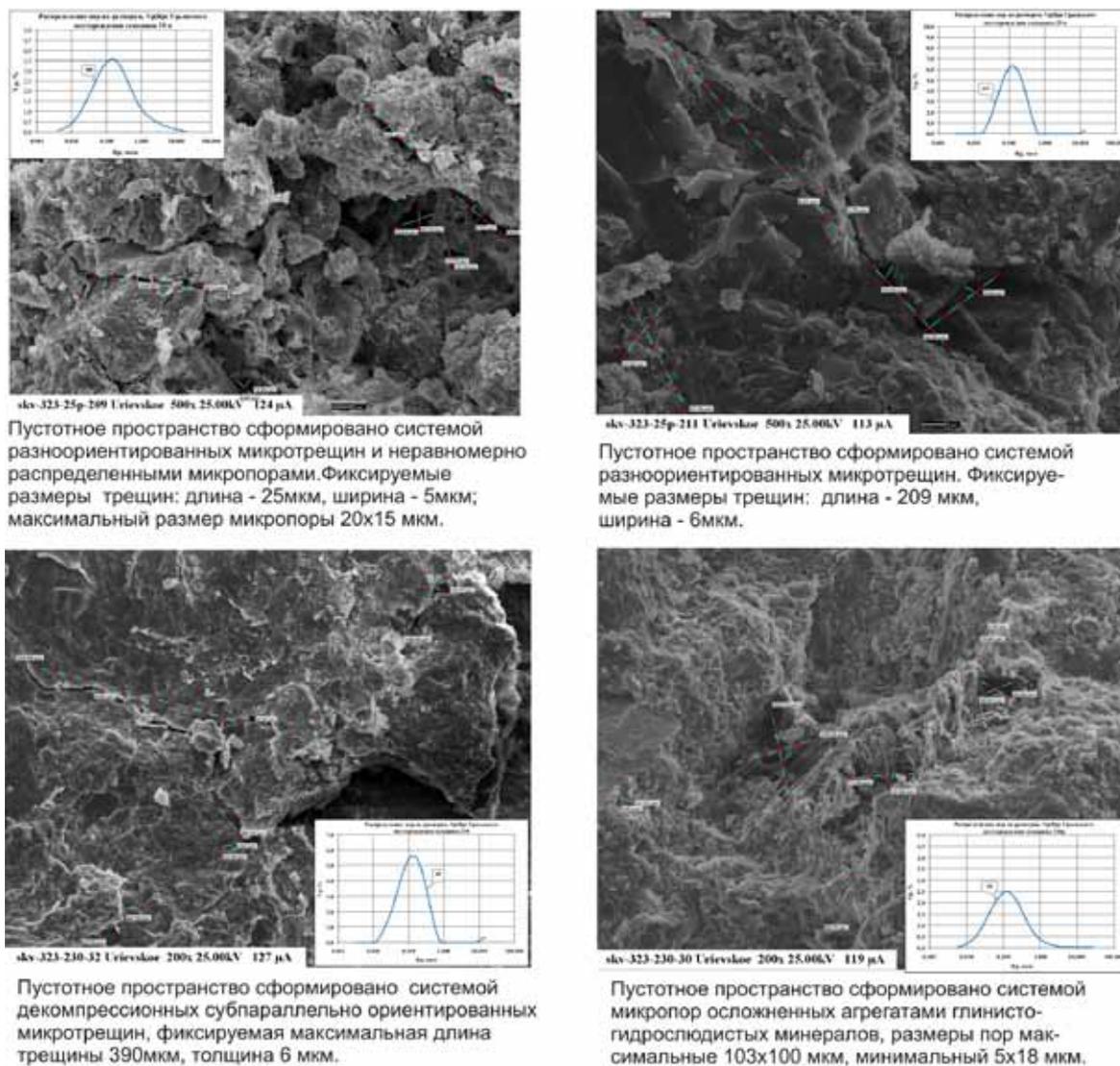


Рис. 4. Характеристика пустотного пространства «рябчиков» пласта АВ₁³ Урьевского месторождения по РЭМ снимкам

Таким образом, изучаемые породы пласта группы «рябчик» характеризуются вторичной унаследованной пористостью и являются порово-трещинными коллекторами. Данные исследования показали, по всему разрезу скважин наблюдаются все четыре типа пород с «рябчиковыми» текстурами.

Проведенные исследования подтверждают, что коллекторы пласта АВ₁³, относятся к сложным порово-трещинным коллекторам и характеризуются высокой неоднородностью, что предполагает необходимость использования гибких технологий разработки горизонта применительно к специфическим условиям строения, состава и фильтрационных особенностей продуктивного горизонта с целью достижения оптимальных значений КИН в ходе разработки.

Литература

Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 752 с.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ПОРОД ЮЖНО-КАСПИЙСКОГО БАСЕЙНА

Г.Г. Исмаилова, Х.М. Зейналова

Институт геологии НАН Азербайджана, Баку, gulkhar@rambler.ru

Введение

Несмотря на более чем вековую разработку месторождений продуктивной толщи (ПТ — нижний плиоцен) в Южно-Каспийском бассейне (ЮКБ), перспективы прироста запасов углеводородов (УВ) здесь продолжают связывать с указанным главным резервуаром. Эти отложения, развитые в геосинклинальной области, накапливались в различных геотектонических обстановках: в межгорной впадине, Прикуринской низменности, Прикаспийской равнине, а также в пределах прогиба и обширной материковой отмели (шельфовой зоне) бассейна (Абшеронская нефтегазоносная область).

Изучением фациальной характеристики продуктивной толщи и закономерностей изменения его в пространстве занимался целый ряд исследователей (Мустафаев, 1958; Путкардазе, 1958; Ализаде и др., 1971), однако до сих пор нет единого мнения относительно количества фациальных типов. На наш взгляд, более реальной является схема фациального состава продуктивной толщи (Западный борт ЮКБ), предложенная Мустафаевым (Мустафаев, 1963), которая включает три основных фациальных типа.

Отложения ПТ по характеру и составу строения и условиям образования проявляют типичные особенности молассовой формации. В ней различаются три группы пород, расположенных в виде трех параллельных зон и представленных конгломератом, галечником, песком и песчаником (крайняя прибрежная зона), песчаником и алевритом (средняя зона), алевритом и глиной (центральная зона) (Гулиев и др., 1992; Гулиев и др., 2005; Исмаилова и др., 2005).

Абшеронский тип. Отличительными признаками этого типа отложений являются: сравнительно хорошая отсортированность зерен, слагающих песчаные породы, высокое содержание кварца (65–90 %), незначительное содержание тяжелой фракции (циркон, рутил, турмалин, алмадин).

Гобыстано-Прикуринский тип отложений характеризуется следующими основными признаками: главными породообразующими компонентами являются обломки эффузивных пород, кварц и полевые шпаты имеют резко подчиненное значение, достигая 15–25 %, заметное содержание тяжелой фракции (циркон, рутил, турмалин и др.) с почти полным отсутствием парагенезиса дистен-ставролит-силлиманит.

Главными областями распространения гобыстано-прикуринского типа отложений являются Гобыстан и Прикуринская низменность. Широко развиты они также в Бакинском архипелаге и занимают значительное место в разрезе верхнего отдела продуктивной толщи Абшеронского полуострова.

Южнокаспийский тип. Основные литолого-петрографические особенности отложений этого типа следующие: породообразующими компонентами являются обломки преимущественно свежих эффузивов, содержание кварца доходит до 20–30 %, заметное содержание тяжелой фракции, пиритизация во многих образцах достигает значительной степени, в большом количестве присутствует вулканическое стекло, особенно в образцах с острова Куринский камень.

Указанные выше фациальные типы не имеют четко выраженных границ и постепенно переходят один в другой.

Ниже приводится карта песчаности отложений ПТ Нижне-Куриинской депрессии, Юго-Восточного Гобустана и Абшеронского нефтегазоносного района (рис. 1).

Обсуждение результатов

Выявление закономерностей изменения фациальной характеристики и качества резервуаров продуктивной толщи имеет важное значение при оценке перспектив ее нефтегазоносности.

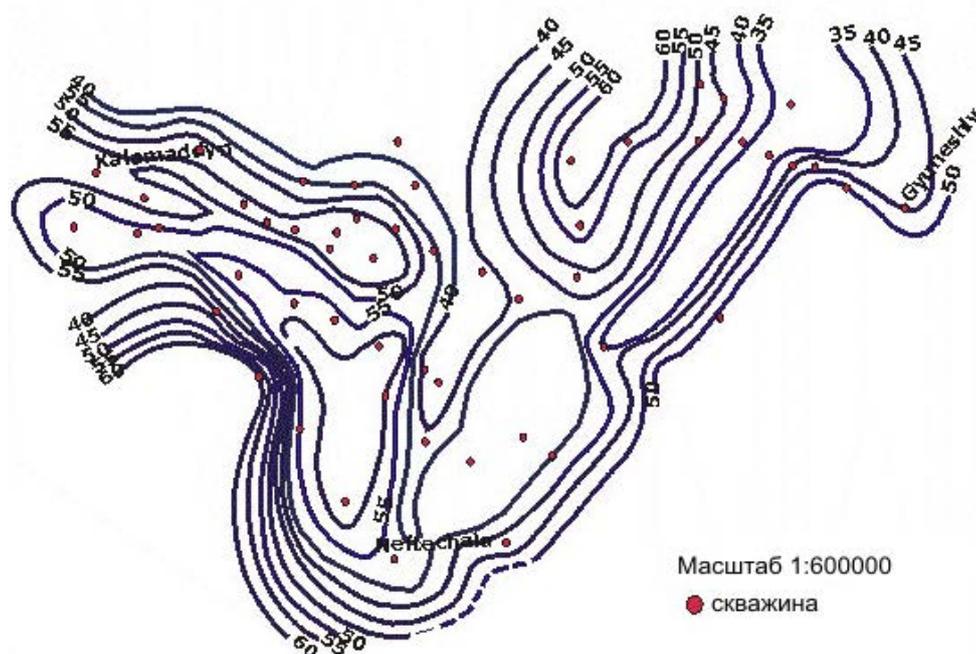


Рис. 1. Карта песчаности нижнеплиоценовых отложений Нижнекуринской депрессии, Юго-Восточного Гобустана и Абшеронского нефтегазоносного района

Именно фаціальными особенностями отложений обусловлено непостоянство и качество резервуаров и неравномерное нефтегазонасыщение недр.

Для выявления региональных закономерностей изменения литофаціальных свойств пород ПТ была создана огромная база данных, включающая как данные ИГНАНА, так и данные из литературных источников. Были охвачены все нефтегазоносные районы, где развиты отложения ПТ, и практически все структуры, на которых были вскрыты эти отложения.

Также нами были рассмотрены региональные закономерности изменения 4 основных параметров: гранулометрического состава (песчаная, алевритовая и глинистая фракции), пористости, проницаемости и карбонатности отдельно для верхнего и нижнего отделов ПТ. Статистическая характеристика использовавшихся в графических построениях данных приводится в нижеприведенной таблице.

На основе рассчитанных усредненных значений этих параметров (песчаность, глинистость, пористость, проницаемость, карбонатность) по площадям была построена серия компьютерных схем изменения их в пространстве отдельно по нижнему и верхнему отделам ПТ.

Для нижнего отдела нами построены диаграммы гранулометрического состава и карты региональных изменений коллекторских свойств. Отмечается четкая тенденция уменьшения песчаности пород на юго-восток в сторону структур Туркменской части Абшероно-Прибалханского порога. Это уменьшение происходит за счет увеличения в этом направлении содержания в породах ПТ алевритовой фракции.

Исходя из относительно невысокого значения этого параметра на крайней юго-западной площади Санги-Мугань, можно предположить, что песчаность пород в пределах структур этой части Бакинского архипелага будет ниже, чем в пределах Абшеронского архипелага.

В региональном плане пористость испытывает тенденцию увеличения с востока на запад. Причем наибольшие значения этого параметра характерны площадям Абшеронского полуострова и Северо-Западной части Абшеронского Архипелага. Эта зона характеризуется и наибольшими значениями проницаемости (рис. 2а, б).

Подытоживая вышесказанное, можно отметить, что из-за отсутствия достаточной информации о нижнем отделе ПТ по площадям Нижне-Куринской впадины и южной части Бакинского Архипелага не удалось выявить ареал распространения Прикуринской или Южно-Каспийской фаций и коллекторских свойств пород этих фаций. Однако характерные признаки

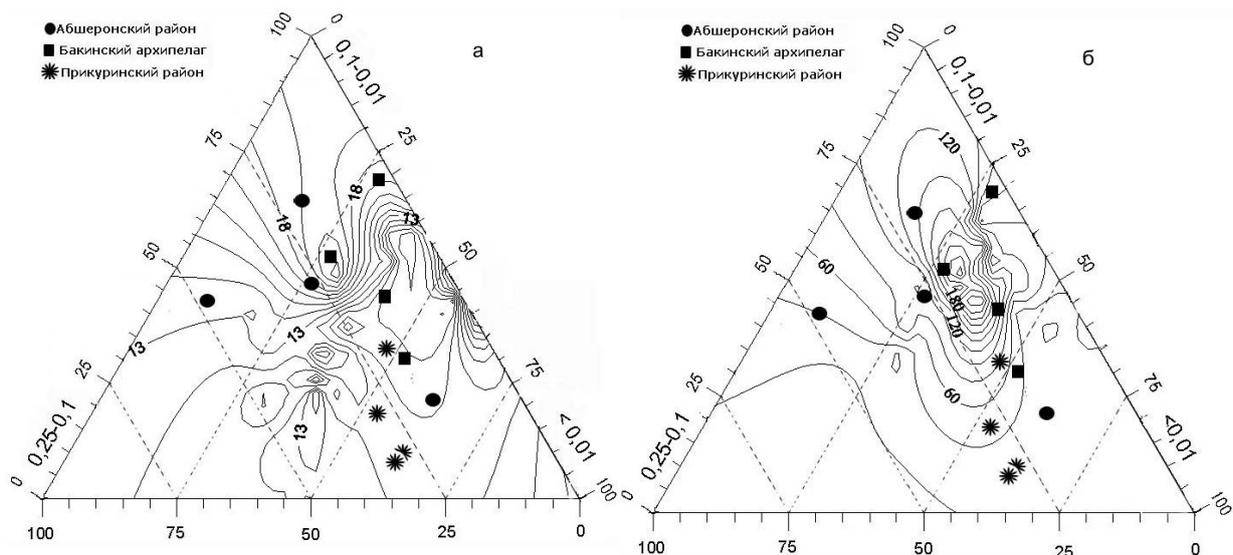


Рис. 2. Диаграмма гранулометрического состава и карта регионального изменения а) пористости, б) проницаемости для нижнего отдела отложений ПТ Азербайджана

существования абшеронской фации в пределах Абшеронского полуострова и Абшеронского Архипелага, выражающиеся в высокой песчаности, пористости и проницаемости пород ПТ, находят свое четкое отражение на построенных диаграммах.

Построенные карты для верхнего отдела ПТ показывают относительно более высокую карбонатность пород, характерную площадям Нижнекуринской впадины (21–26 %) и Бакинского Архипелага (17–23 %). Карбонатность пород ПТ на площадях Абшеронского полуострова и Абшеронского Архипелага несколько ниже (12–21 %). Самые низкие значения пористости характерны площадям Бакинского архипелага. От Бакинского Архипелага на запад (в сторону НКВ), северо-запад (в сторону Гобустана), а также северо-восток (к площадям южно-восточной части Абшеронского Архипелага) наблюдается тенденция увеличения пористости пород ПТ (рис. 3а, б).

По проницаемости четко выделяется несколько очагов с высокими ее значениями. Это, прежде всего, площади Абшеронского полуострова и северо-западной части Абшеронского Архипелага, а также площади Гобустана.

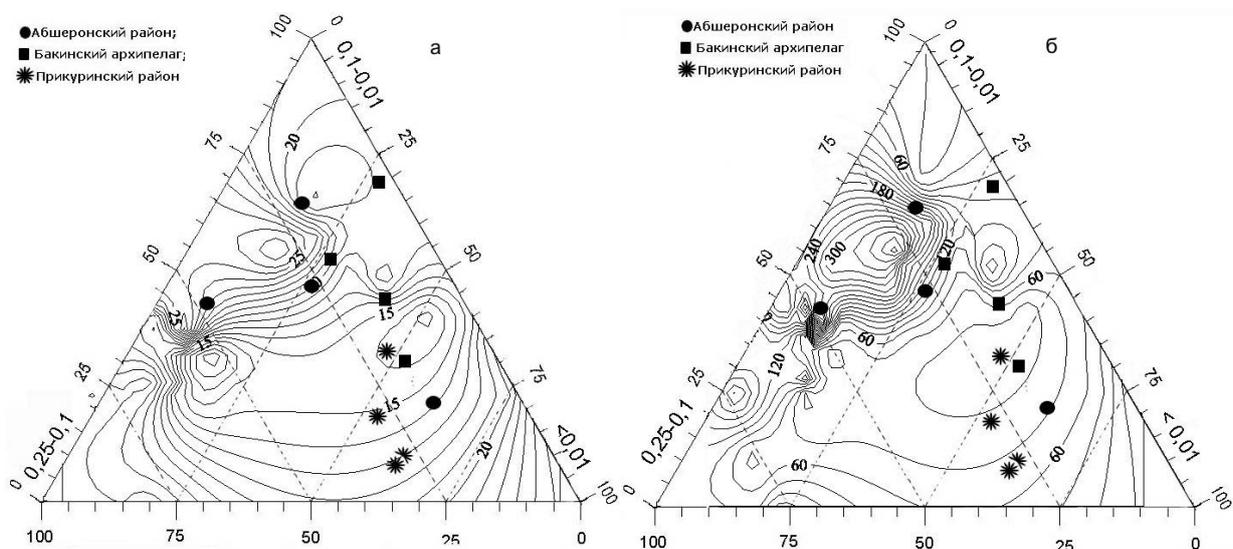


Рис. 3. Диаграмма гранулометрического состава и карта регионального изменения а) пористости, б) проницаемости для верхнего отдела отложений ПТ

Заключение

По верхнему отделу ПТ удастся выделить 5 литофациальных зон: абшеронскую, гобустанскую, куринскую, бакинского архипелага и красноцветную. По нижнему отделу прослеживается 4 из этих зон. Фациальная изменчивость пород ПТ в пространстве и во времени объясняется различной ролью в формировании этих отложений основных источников сноса терригенного материала: Большого и Малого Кавказа, Талыша и Русской платформы (ПалеоВолга). Фациальное изменение отложений с севера-запада на юго-восток характеризуется переходом грубообломочного материала к более тонкообломочному.

Фации нижнего отдела ПТ отличаются от верхнего существенным увеличением в гранулометрическом составе доли алевроито-глинистой фракции в юго-западном направлении (куринская фация) и некоторым увеличением карбонатности пород.

Литература

- Али-заде А.А., Ахмедов Г.А. и Аванесов В.Т.* Каталог коллекторских свойств продуктивной толщи Азербайджана. Баку: Элм, 1971. 245 с.
- Мустафаев И.С.* К литолого-фациальным особенностям продуктивной толщи северо-западной части Апшеронского полуострова // Нефть и газ. 1958. № 3.
- Мустафаев И.С.* Литофации и палеогеография среднеплиоценовых отложений Каспийской впадины. Баку: Азернешр, 1963. 194 с.
- Путкардзе А.Л.* Бакинский архипелаг (Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности). Баку: Азернефтнешр, 1958. 35 с.
- Гулиев И.С., Сулейманова С.Ф., Клятско Н.В., Мамедова С.Ф.* Нефтегазоносность и коллекторские свойства отложений Южно-Каспийского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 2.
- Гулиев И.С., Хеиров М.Б., Фейзуллаев А.А., Лятифова Е.Н.* Атлас коллекторов продуктивной толщи. Баку: «Nafta Press», 2005. 250 с.
- Исмаилова Г.Г., Сулейманова С.Ф., Зейналова Х.М.* Литология и фации продуктивной толщи Южно-Каспийского региона // Тезисы международной конференции «Нефтяная геология и углеводородный потенциал регионов Каспийского и Черного моря». Баку, Азербайджан, ASPG, 17–19 октября, 2005. С. 141–143.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРМСКИХ ЭВАПОРИТОВ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Р.И. Кадыров¹, В.Н. Кулешов², Р.Х. Сунгатуллин¹

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Rail7777@gmail.com, Rafael.Sungatullin@kpfu.ru

²Геологический институт РАН, Москва, Kuleshov@ginras.ru

На востоке Русской плиты эвапориты встречаются в основном в отложениях приуральского и биармийского отделов пермской системы. Они формировались во внутриконтинентальных бассейнах с меняющейся соленостью из-за периодического прорыва морских вод с юга (Паратетис) и с севера (Арктика) (Игнатъев, 1976). Одним из характерных объектов эвапоритов биармийского эпохи является Сюкеевское месторождение гипса, расположенное на правом берегу р. Волги в 70 км к югу от г. Казани.

Входеработы были изучены обнажения и керн скважин, проведено оптико-микроскопическое исследование шлифов, растровая электронная микроскопия с микрозондовым анализом. Для определения особенностей эволюции эвапоритового бассейна и условий формирования пород использованы физико-химические методы исследований: для определения содержания макро- и микроэлементов в породах — рентгенофлуоресцентный и атомно-эмиссионный спектральный анализы; для измерения изотопных соотношений углерода и кислорода — масс-спектрометрия, для определения содержания парамагнитного Mn^{2+} — электронный парамагнитный резонанс, для выявления цикличности в осадконакоплении — измерение магнитных параметров.

Анализ полученных результатов показал, что распределение макрокомпонентов в разрезе

четко отражает литологические особенности. Минимальные содержания магния приурочены к пластам гипса, а максимальные его содержания зафиксированы в доломитовых прослоях. Содержание SO_3 максимально в продуктивных пластах гипса и резко снижается в доломитах. Одинаковое поведение кремния и алюминия, очевидно, связано с их вхождением в глины.

В эвапоритовых породах отмечаются высокие значения концентраций халькофильных элементов (Cu, Zn, Ag, Pb), максимальные значения которых приходится на продуктивные пласты гипса (рис. 1), что подтверждает тенденцию их накопления в бассейнах с повышенной соленостью вод (Юдович, Кетрис, 2011). К гипсам приурочены аномалии В и Ва, которые, как известно, аккумулируются в остаточных морских рассолах. При этом бор главным образом связан с глинистыми минералами, где он замещает алюминий в кремнекислородных тетраэдрах или заполняет вакансии в кристаллической решетке глинистых минералов. При попадании в крепкий рассол первичная решетка глинистых минералов разрушается, а бор высвобождается, образуя самостоятельные минералы, или входит в сульфаты. Терригенные глинистые прослои накапливают Sc, Ga, Ge, Zr, La, что связано с их высокой адсорбционной способностью. Элементы группы железа (Cr, V, Co, Ni) также экстрагируются из воды глинистыми частицами. Низкое содержание Y указывает на прибрежные, относительно мелководные обстановки (Юдович, Кетрис, 2011).

Некоторые из микроэлементов указывают на палеоклиматические условия. Так, максимальные содержания Mo и Se отвечают аноксическим фациям. Повышенные содержания Pb и Sr в эвапоритах связаны с осаждением из теплых вод арагонита, в котором данные катионы изоморфно замещают кальций. Для всего разреза отмечаются низкие P и Mn, что характерно для прибрежных морских аридных фаций.

Для изотопных исследований отбирались образцы казанских и сакмарских карбонатов (рис. 2). Доломиты Сюжеевского месторождения в целом характеризуются тяжелым изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ варьирует от 0,3 до 6,6 ‰) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ 28,0...36,6 ‰), что характерно для пермских карбонатов эвапоритовых формаций (Botz, Muller, 1987 и др.). В нижней части изученного разреза при переходе от сакмарского яруса к казанскому ярусу прослеживается постепенное облегчение изотопного состава углерода (от 5,5 до 4,5 ‰) и резкое — кислорода (от 35,9 до 30,8 ‰). На этом уровне отмечается перерыв в осадконакоплении. Эти данные свидетельствуют о различиях в условиях седиментации: образование сакмарских доломитов происходило в морском бассейне, характеризовавшемся более высокой степенью эвапоритизации и наиболее тяжелым изотопным составом кислорода воды.

Изотопный состав кислорода в доломитах казанского яруса меняется незначительно в пределах 29,3–32 ‰, что, однако, несколько выше значения $\delta^{18}\text{O}$ в глобальной кривой, составляющего около 27,3 ‰ (Veizer J. et al., 1999). Скорее всего, это обусловлено ограниченной

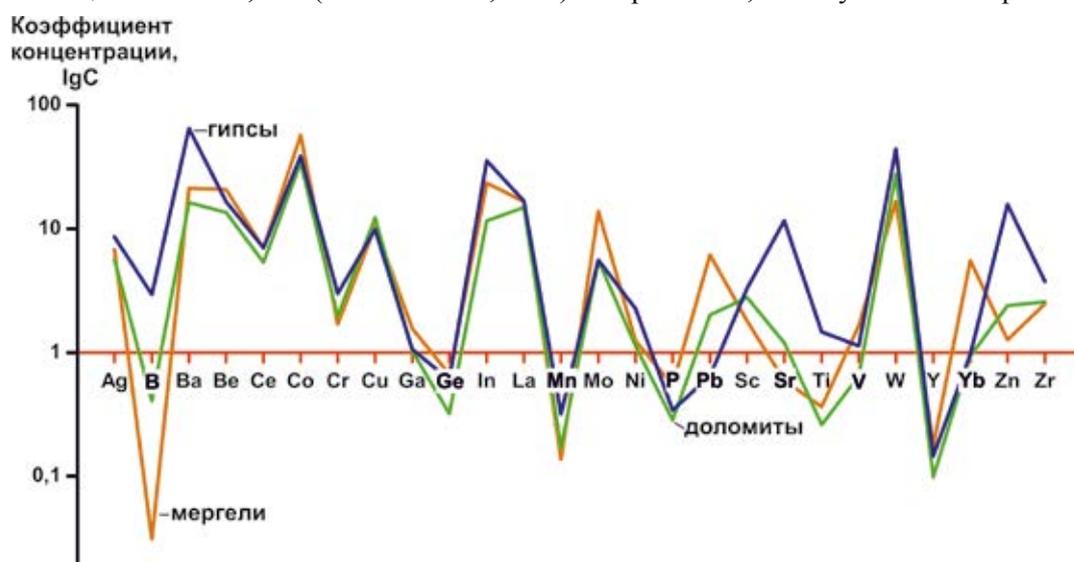


Рис. 1. Распределение средних содержаний микроэлементов в породах Сюжеевского месторождения. За 1 принято содержание элементов в карбонатах (Turekian and Wedepohl, 1961)

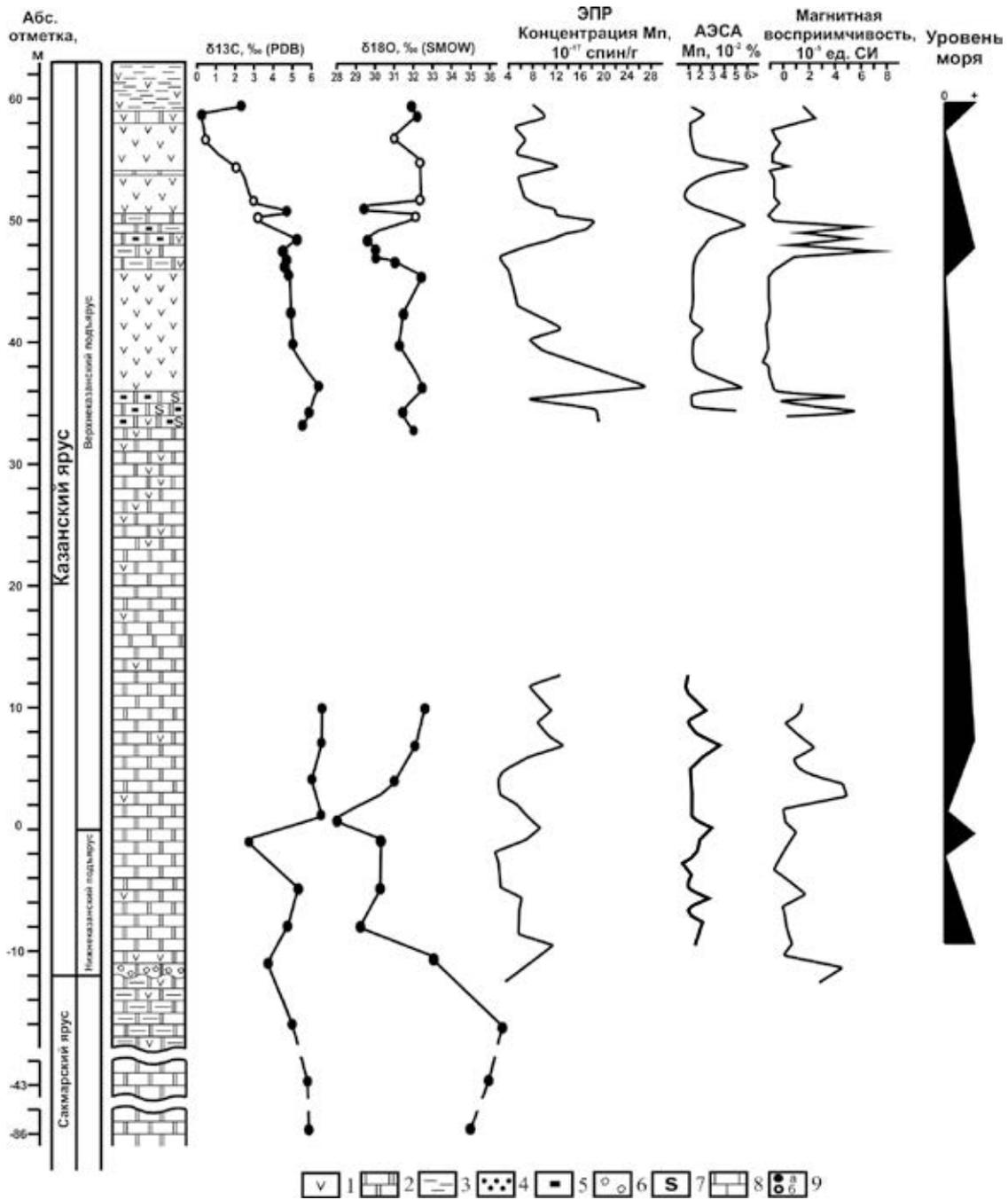


Рис. 2. Геохимические характеристики пород Сюкеевского месторождения гипса.

1–9 породы: 1 — гипс, 2 — доломит, 3 — глина, 4 — песчаник, 5 — битум, 6 — брекчия, 7 — самородная сера, 8 — известняк, 9 — изотопный состав доломитов: а — первичных, б — вторичных

связью эпиконтинентального казанского моря с палеоокеаном. Доломиты нижнеказанского подъяруса в целом характеризуются более легкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Это обусловлено притоком новых (незначительно осолоненных) морских вод в палеобассейн с более легким изотопным составом и углерода, и кислорода. Облегчение $\delta^{18}\text{O}$ в казанских отложениях, по сравнению с сакмарскими, хорошо согласуется с глобальными данными.

Одной из особенностей изотопного состава доломитов Сюкеевского месторождения является отсутствие зависимости между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Это может свидетельствовать о том, что наблюдаемые тренды величин изотопного состава обусловлены главным образом первичными условиями седиментации. Однако вторичные изменения в породах изученного разреза нельзя исключать полностью. Такие преобразования могли происходить, по-видимому, во время перерывов в осадкообразовании, поскольку в процессе накопления пород эвапоритовой

формации биармийской и приуральской эпох отмечается перерыв продолжительностью 15–20 млн лет. Таким образом, изотопные данные и их распределение по разрезу свидетельствуют о неоднократной смене условий седиментации в эвапоритовом бассейне, что приводило к формированию разных литологических типов доломитов со своими изотопными особенностями.

Литологические разновидности доломитов Сюкеевского месторождения также отличаются по изотопному составу, где в координатах $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ они образуют обособленные «поля». Область наиболее высоких значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ занимают доломиты сакмарского яруса. Доломиты казанского яруса Сюкеевского месторождения в целом характеризуются широкими вариациями изотопного состава углерода. Наиболее тяжелые из них представлены светлыми крепкими микрозернистыми и оолитовыми разностями приказанской толщи. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в них близки к сакмарским. Такие значения характерны для хорошо аэрируемых мелководных бассейнов с высокой биопродуктивностью. На основе изучения зависимости значения $\delta^{18}\text{O}$ от солености воды (Klein et al., 1996) оценены средние солености вод казанского и сакмарского бассейнов в изучаемом районе, составившие 113,8 ‰ и 126,7 ‰, соответственно. Для сравнения: осаждение гипса начинается при солености рассола около 117 ‰, что говорит о существенно более эвапоритовых условиях в сакмарском веке по сравнению с казанским.

В результате исследований парамагнитных центров получено распределение концентрации марганца и в доломитах Сюкеевского месторождения. Сравнение содержаний марганца по данным ЭПР и спектрального анализа показало их хорошую сопоставимость (см. рис. 2), из чего следует, что марганец в изученных породах в основном замещает позиции кальция и магния в структуре доломита. Накопление марганца в осадочных бассейнах связывается с гипергенным выщелачиванием материнских марганценосных пород с последующим выносом данного элемента речной сетью (Страхов, 1960). Аридный же тип литогенеза характеризуется в целом низкими концентрациями марганца, что подтверждается данными по Сюкеевскому месторождению. Отсюда повышение содержания марганца может указывать на приток более пресных вод и понижение солености рапы, а изменения концентрации марганца в доломитах можно использовать для выделения трансгрессивно-регрессивных циклов.

В результате петромагнитных исследований выявлено, что магнитная восприимчивость (χ) пород Сюкеевского месторождения зависит от их состава. Так, минимальные значения χ отмечаются в гипсовых пластах, что связано с диамагнетизмом самого гипса и очень незначительным содержанием ферромагнитных минералов в эвапоритовом бассейне. Основной вклад в магнитную восприимчивость доломитов Сюкеевского месторождения вносят ферромагнитные минералы, привнесенные в бассейн седиментации, что находит подтверждение в корреляции между содержанием Fe_2O_3 и χ . Анализ значений χ показал наличие трех крупных циклов в верхнеказанском подъярусе и двух циклов в нижнеказанском подъярусе, что в целом согласуется с ритмичностью по данным ЭПР (см. рис. 2).

Таким образом, породы Сюкеевского месторождения гипса представляют собой продукт взаимодействия процессов в условиях повышенной солености эвапоритового бассейна и постседиментационных преобразований. Несмотря на существенное влияние эпигенетических процессов, породы изученного объекта сохранили информацию о первичных условиях осадконакопления. С помощью комплекса физико-химических методов получены новые данные для генетических построений в эвапоритовых палеобассейнах.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (Соглашение № 14.132.21.1376) и частичной финансовой поддержке РФФИ, гранты № 07-05-97624 и № 11-05-00584а.

Литература

- Игнатьев В.И. Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1976. 256 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Том 2. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. Москва: Издательство АН СССР, 1960. 574 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
- Botz R., Muller G. Geochemical investigations of Upper Permian (Zechstein) carbonates and associated

organic matter in the NW-German basin // Chem. Erde. 1987. V. 46, № 1–2. P. 131–143.

Klein R.T., Lohmann K.C., Thayer C.W. Bivalve skeletons record sea-surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ ratios // Geology. 1996. V. 24, № 5. P. 415–418.

Turekian, K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Geological Society of America. Bulletin 72. 1961. P. 175–192.

Veizer J., Ala D., Azmy K. et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // Chemical Geology. 1999. № 161. P. 59–88.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УСТЬ-ОДИНСКОГО ОПОРНОГО РАЗРЕЗА (ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ПРЕДБАЙКАЛЬЕ) ПО ПЕТРОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

А.Ю. Казанский¹, Г.Г. Матасова¹, А.А. Щетников²

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
Kazanskyay@ipgg.sbras.ru

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *shchet@crust.irk.ru*

Усть-Одинский опорный разрез расположен на юге Иркутско-Черемховской равнины, на правом берегу р. Китой в районе впадения в нее р. Ода в 10 км от Ангарска (уступ 20-метровой террасы). На размытой поверхности юрских песчаников, выступающих на 1–1,5 м над урезом воды, здесь залегает верхнеплейстоценового возраста толща золово-делювиальных и аллювиальных отложений с заключенными в них погребенными почвами. Согласно (Филиппов и др., 1995), в структуре четвертичной части разреза выделяется пять стратиграфических подразделений (рисунок).

1-ый горизонт (голоценовый, OIS1) представлен темно-коричневыми и буроватыми супесями и суглинками современных подзолистых почв. Мощность 0,6 м.

2-ой горизонт (сартанский, OIS2). Светло-бежевые супеси, белесые за счет окисленности, с тонкой пологоволнистой слоистостью и линзами разнозернистых пылеватых песков. Мощность 2,5–3,5 м.

3-ий горизонт (каргинский, OIS3). Коричневато-серые супеси и оглеенные суглинки с пологоволнистой, плохо выраженной прерывистой слоистостью, ожелезненные, переслаивающиеся с темно-коричневыми, местами интенсивно гумусированными погребенными почвами. В палеопедокомплексе выделяется два слоя. Общая мощность горизонта составляет 5–6 м. Из верхнего почвенного горизонта, залегающего на глубине около 4 м, были получены (по гумусу) радиоуглеродные даты 34 190±1510 л.н. и 35 480±820 л.н. (Арсланов и др., 2011), по костям крупных млекопитающих — даты 34 600±600 л.н. (AMS, OxA-25677) и >29 700 л.н. (ЛУ 6676) (Щетников и др., 2012).

4-ый горизонт (муруктинский, OIS4). Отложения горизонта представлены пологоволнистыми пойменными и косослойчатыми русловыми песками и супесями от светло-коричневого до охристого (за счет интенсивного ожелезнения) цвета с прослоями и линзами окисленных, местами криотурбированных суглинков. Пески разнозернистые, от мелко- до крупнозернистых, с прослоями гравия и гальки (до 8–9 см в поперечнике). Мощность горизонта достигает 6–7 м.

5-ый горизонт (казанцевский, OIS5). Этот горизонт объединяет отложения довольно пестрого литологического состава и генезиса. В его верхней части залегает темно-серый (до черного) обогащенный разнообразными органическими включениями растительного и животного происхождения (торфом, гиттией, обломками костей млекопитающих и земноводных, фрагментами скелетов и чешуей рыб, малакофауной) слой глин и суглинков старичных фаций аллювия с развитыми по ним палеопочвами сложного строения мощностью до 2 м. Ниже следует 2–3-метровой мощности слой охристого (за счет насыщенности гидроокислами железа) валунно-галечного горного аллювия с прослоями и линзами хорошо сортированных крупнозернистых песков, характеризующихся косой русловой слоистостью. Общая мощность

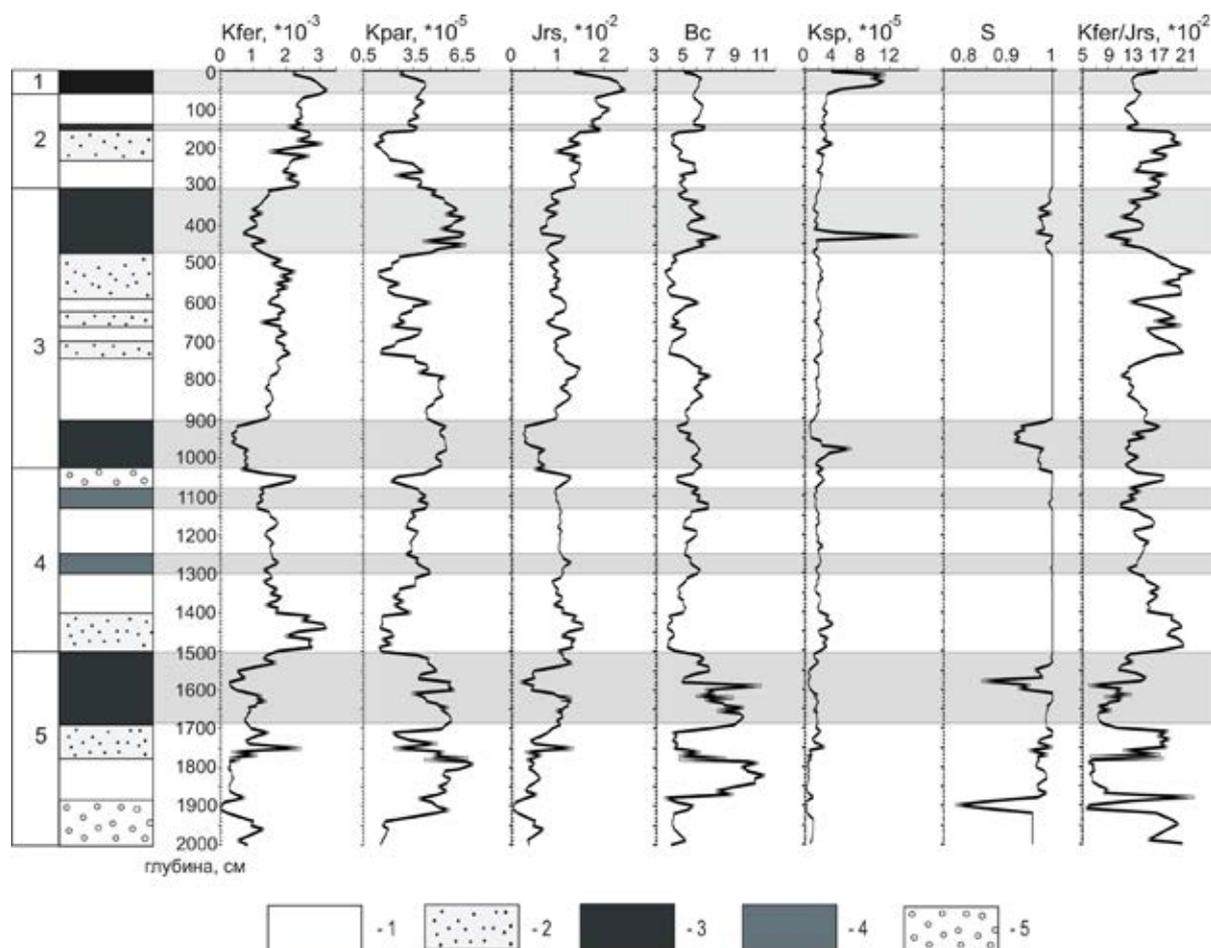
горизонта составляет 4–6 м.

Методы исследований. Петромагнитные параметры были получены на основе анализа кривых магнитного гистерезиса индуктивной и остаточной намагниченности. Использовались следующие параметры: остаточная намагниченность насыщения (J_{rs}), намагниченность насыщения после исключения парамагнитной составляющей (J_s), парамагнитная (K_{par}) и ферримагнитная (K_{fer}) составляющие магнитной восприимчивости, коэрцитивная сила после исключения парамагнитной составляющей (B_c), суперпарамагнитная восприимчивость в поле 8 мТ (K_{sp}), показатель магнитной жесткости ($S = J_{rs(-300\text{ мТ})} / J_{rs(700\text{ мТ})}$), относительный размер магнитного зерна (K_{fer} / J_{rs}). Интерпретация результатов выполнена по общепринятым методикам (Evans, Heller, 2003) с учетом закономерностей, выявленных на лессовидных породах Западной Сибири (Матасова и др., 2003; Жданова и др., 2007) и Прибайкалья (Казанский и др., 2006).

Результаты исследований. Поведение петромагнитных характеристик позволяет провести дробное расчленение разреза на горизонты, обладающие специфическим набором параметров. Горизонты ископаемых почв выделены в интервалах глубин: 300–490 см, 905–1015 см и 1500–1705 см (серая заливка на рисунке). Они в основном характеризуются пониженными значениями концентрационно-чувствительных магнитных параметров (K_{fer} , J_{rs} , J_s), повышенным содержанием парамагнитного материала (K_p). Структурно-чувствительные петромагнитные характеристики палеопочв указывают на повышение магнитной жесткости (B_c , B_{cr} , S), присутствие суперпарамагнитных зерен (K_{sp}) и уменьшение относительного размера магнитного зерна (K_{fer} / J_{rs}). Следует отметить, что коэффициент корреляции между относительным размером магнитного зерна и средним размером зерна, определенным по данным лазерной гранулометрии, для данного разреза составляет 0,92. Это свидетельствует об адекватности оценки гранулометрического состава по магнитным характеристикам. Поведение магнитных характеристик говорит о том, что при формировании ископаемых почв поступление магнитного материала в осадок было несколько меньше, чем при формировании суглинистых, супесчаных и песчаных горизонтов разреза. Напротив, парамагнитного материала, который представлен главным образом глинистыми минералами, поступало (или образовывалось на месте) значительно больше. Увеличение значений коэрцитивных сил и параметр K_{fer} / J_{rs} указывают на уменьшение размеров магнитного зерна, а присутствие субмикронных суперпарамагнитных частиц ($<0,03$ мк) и магнито жестких (гематит и др.) магнитных минералов подтверждает субэвральный характер педогенеза. Все эти признаки полностью отвечают «сибирской» модели формирования магнитных характеристик автоморфных ископаемых почв на территории Сибири (Matasova, Kazansky, 2004), что предполагает единый механизм формирования магнитных свойств ископаемых педокомплексов верхнего неоплейстоцена на территории Западной и Восточной Сибири.

Кроме того, в разрезе дополнительно выделяются еще три маломощных горизонта, которые по своим магнитным характеристикам близки к ископаемым почвам: 140–155 см; 1060–1140 см и 1250–1300 см (рисунок). Эти горизонты, по-видимому, являются рудиментами ископаемых почв, редуцированных в процессе последующего размыва. С учетом результатов абсолютного датирования, верхний горизонт можно рассматривать как аналог суминской ископаемой почвы с возрастом $14\ 000 \pm 150$ лет назад (Волков, 1971). Нижние два горизонта, вероятно, составляют единую последовательность с палеопочвенным горизонтом в интервале глубин 905–1015 см, поэтому весь интервал 905–300 см можно рассматривать как единый педокомплекс с тремя горизонтами ископаемых почв, разделенных прослоями песка и суглинка.

Горизонты песков, супесей и опесчаненных суглинков характеризуются высокими значениями концентрационно-чувствительных параметров, пониженными значениями парамагнитной восприимчивости, низкими значениями структурно-чувствительных параметров и увеличением размера магнитного зерна (рисунок). Суперпарамагнитные зерна и магнито жесткие минералы здесь практически отсутствуют. Это свидетельствует о том, что магнитная фракция песчаных и опесчаненных пород представлена главным образом крупными зернами, не затронутыми процессами поверхностного окисления ($S=1$). По данным термомагнитного анализа, магнитные зерна представлены магнетитом. В составе немагнитной фракции, по-видимому, доминируют кварцевые зерна, что и приводит к снижению K_p .



Литологическая колонка и петромагнитные характеристики опорного разреза Усть-Одинский. Серым цветом выделены горизонты ископаемых почв.

1 — суглинки; 2 — суглинки опесчаненные и супеси; 3 — горизонты ископаемой почвы; 4 — рудименты ископаемой почвы; 5 — пески. Цифры слева от колонки — номера горизонтов по (Филиппов и др., 1995).

Расшифровка обозначений петромагнитных параметров в тексте

Исключение представляет прослой железненных песков в пятом горизонте (глубина 1900 см), где магнетит практически полностью окислен, что привело к резкому уменьшению концентрационных параметров и росту магнитной жесткости (рисунок).

Значения петромагнитных параметров в прослоях суглинков являются промежуточными между значениями в ископаемых почвах и песчаных горизонтах. При этом, в отличие от ископаемых почв, в суглинках отсутствуют суперпарамагнитные зерна и магнито жесткие минералы (рисунок). Это означает, что педогенные процессы, приводящие к образованию мелких магнитных частиц, и химические процессы, обуславливающие окисление магнитных зерен, здесь не проявились.

Специфическим набором петромагнитных характеристик обладает горизонт суглинков в интервале глубин 1780–1880 см. Здесь наблюдаются самые низкие значения концентрационно-чувствительных параметров, самые высокие значения B_c и B_{c1} , самый мелкий размер зерна. От развитых погребенных почв эти породы отличаются относительно высокими значениями S (0,96–0,98). То есть магнитная фракция этих суглинков представлена более мелкими, почти не окисленными зернами, что говорит об ином, чем в палеопочвах, механизме образования магнитных свойств. Следовательно, генезис этих суглинков не субаэральный, а субакавальный, как это и предполагалось по геологическим данным (Филиппов и др., 1995).

Выводы. Проведенные исследования показали, что петромагнитные характеристики являются чувствительным инструментом для расчленения осадочных толщ, позволяющим выделять в разрезе горизонты различного литологического состава и генезиса. Показано, что

магнитные свойства ископаемых почв каргинского горизонта формировались в соответствии с «сибирской» моделью, что позволяет предполагать единый механизм формирования палеопочв верхнего неоплейстоцена на территории Западной и Восточной Сибири. На основании петромагнитных данных в разрезе дополнительно выделены три горизонта размытых ископаемых почв, что позволило уточнить стратиграфическое строение разреза. Суглинки каргинского горизонта имеют специфический набор петромагнитных параметров и не могут быть отнесены к субаэральным почвам, по-видимому, они имеют субаквальный генезис.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты №№ 13-05-00130, 12-05-31214.

Литература

Арсланов Х.А., Бердникова Н.Е., Воробьева Г.А., Енущенко И.В., Кобылкин Д.В., Максимов Ф.Е., Рыжов Ю.В., Старикова А.А., Чернов С.Б. Каргинский мегаинтерстадиал Прибайкалья: геохронология и палеогеография // Квартер во всем его многообразии. Материалы конференции. Т. 1. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2011. С. 39–42.

Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.

Жданова А.И., Казанский А.Ю., Зольников И.Д., Матасова Г.Г., Гуськов С.А. Опыт фациально-генетического расчленения субаэральных отложений Новосибирского Приобья геолого-петромагнитными методами // Геол. и геофиз. 2007. Т. 48, № 4. С. 446–459.

Казанский А.Ю., Ряценок Т.Г., Матасова Г.Г., Акулова В.В., Ухова Н.Н. Петромагнетизм субаэральных отложений Прибайкалья (опорный разрез у п. Новоразводная, р-н г. Иркутска) // Геофизический журнал. 2006. Т. 28, № 5. С. 335–343.

Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Зыкина В.С. Наложение «аляскинской» и «китайской» моделей записи палеоклимата в магнитных свойствах отложений верхнего и среднего неоплейстоцена на юге Западной Сибири // Геол. и геофиз. 2003. Т. 44, № 7. С. 638–651.

Филиппов А.Г., Ербаева М.А., Хензыхенова Ф.И. Использование верхнекайнозойских мелких млекопитающих юга Восточной Сибири в стратиграфии. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1995. 117 с.

Щетников А.А., Клементьев А.М., Семеней Е.Ю., Сизов А.В., Филинов И.А., Никитёнок В.В. Ископаемая фауна млекопитающих Усть-Одинского местонахождения (верхний плейстоцен, Предбайкалье) // Байкальский зоологический журнал. 2012. Т. 10, № 2. С. 5–12.

Evans M.E., Heller F. Environmental Magnetism. New York: Academic Press, 2003. 299 p.

Matasova G.G., Kazansky A.Yu. Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications // Magnetic Fabric: Methods and Applications. Geological Society, London, Special Publications. London, 2004. V. 238. P. 145–173.

РОЛЬ ДИАТОМОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ В НАКОПЛЕНИИ БИОГЕННОГО КРЕМНЕЗЕМА И ПРЕОБРАЗОВАНИИ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

Г.Х. Казарина, В.Н. Свальнов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, gkazarina@mail.ru

Основными носителями аморфного кремнезема в морских и океанских бассейнах являются скелеты планктонных радиолярий и панцири диатомовых водорослей. Распространение в океанах биогенных кремнистых илов контролируется положением циклонических макроциркуляционных систем, к центрам которых приурочены зоны повышенной биологической продуктивности: северная умеренная, экваториальная и приантарктическая. В пределах этих зон прослеживаются широтноориентированные прерывистые пояса биогенного кремнезема.

Преимущественно диатомовый северный пояс кремнезема прослеживается в Тихом океане (геми- и миопелагические глины, обогащенные радиоляриями и диатомеями). В Атлантике этот пояс условно можно выделить только по биопродуктивности (Кобленц-Мишке, 1977) и распределению клеток фитопланктона в поверхностных водах. Приэкваториальный пояс кремнезема в основном представлен глинисто-радиоляриевыми и радиоляриево-глинистыми илами (Свальнов, 1991), наиболее выдержан он в Индийском и Тихом океанах,

слабо проявлен в Атлантике. Приантарктический пояс кремненакопления хорошо выражен в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах под Циркумполярным течением. Здесь распространены кремнистые, глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые диатомовые илы.

Диатомовые водоросли контролируют первичную продукцию зоо- и фитопланктона, участвуют в пищевых цепях и определяют интенсивность окислительно-восстановительных процессов на дне. Являясь поставщиком питательных веществ для бентосных сообществ, диатомеи опосредованно способствуют развитию микровосстановительных условий вблизи раздела вода–дно, перераспределению рудных компонентов (прежде всего, Mn и Fe) с образованием гидротроилита, марказита-пирита, железо-марганцевых корок, макро- и микроконкреций. Наиболее продуктивными в смысле извлечения кремнезема из воды являются крупные водоросли родов *Ethmodiscus*, *Coscinodiscus*, *Thalassiotrix* и др. Само наличие в разрезах представителей этих родов служит надежным критерием условий седиментации (апвеллинг, фронтальные области, температура, соленость вод и т.д.). Ископаемые ассоциации диатомей позволяют уверенно расчленять и коррелировать разрезы, удаленные друг от друга на значительные расстояния. Эволюционные изменения в составе диатомей положены в основу фундаментальных стратиграфических зональных шкал (Bagton, 1985), а многочисленные датировочные уровни (время стратиграфического появления или исчезновения вида) служат дополнительным надежным критерием определения возраста осадка (Cervato, Burckle, 2003).

Отличительной чертой экваториально-тропического кремненакопления являются монотаксонные этмодискусовые (диатомовые) илы, образующие подповерхностные слои значительной протяженности (Жузе и др., 1959; Свальнов, 1974; Gardner, Burckle, 1975). Известны также пространственно менее протяженные, локально выраженные монотаксонные диатомовые илы или даже толщи диатомитов разного возраста, имеющие другое географическое положение. Это талассиотриксые илы Японского моря (Казарина и др., 1989), глобальные аулакозейровые миоценовые диатомиты средних широт (Sancetta, 1982; Пушкарь, Черепанова, 2001). Высказываются предположения, что для бурного расцвета широкотропического рода *Ethmodiscus* благоприятны гляциальные условия (Gardner, Burckle, 1975; Romero, Schmieder, 2006). Обнаруженные в окраинном Японском море преимущественно моновидовые талассиотриксые диатомовые илы (Казарина и др., 1989) свидетельствуют о наличии фронтальной зоны. Существуют представления о том, что обилие в осадках створок рода талассионема и талассиотрикс является отражением высокой продуктивности вод (Sancetta, 1982). Этот вывод был сделан на основании находок аналогичных современных (поверхностных) осадков в районах антарктической конвергенции, течений Куроисио и Перуанского. Массовые скопления створок родов *Thalassiothrix* и *Thalassionema* отмечены также в планктонных ловах в перуанских и западноафриканских прибрежных водах в зонах апвеллинга, в районе антарктической конвергенции.

Вопрос о причинах формирования монотаксонных диатомовых илов до сих пор остается дискуссионным. В общем случае видовое разнообразие современных комплексов диатомей обнаруживает прямую, а доминирование в них отдельных видов — обратную связь со стабильностью характеристик среды: температурой, соленостью, скоростью течений и др. (Пушкарь, Черепанова, 2001). С этих позиций следует предположить, что для накопления осадков подобного типа необходима нестабильная, динамичная обстановка, например, фронтальные области (Kamp et al., 2006). Возможно, серьезную роль в процессах образования таких илов играют размер и форма панцирей, определяющие плавучесть створок и их способность к перемещению на значительные расстояния и последующей концентрации. Морфологические особенности панцирей, такие как наличие длинных выростов, шипиков и др., способствуют формированию больших скоплений колониальных диатомей в планктоне и их последующему быстрому захоронению в виде так называемых «диатомовых матов» (Kamp et al., 2006; Мурдмаа и др., 2011). Условия осадконакопления, в частности, придонные течения, способствуют вторичному концентрированию створок отмерших диатомей. В конечном счете это приводит к их захоронению в виде биогенных кремнистых диатомовых илов (Жузе и др., 1959; Свальнов, 1974; Gardner, Burckle, 1975; Казарина и др., 1989).

В целом биогенное кремненакопление в Мировом океане изучено достаточно полно,

что нельзя сказать об изолированных бассейнах седиментации. Определенный научный интерес представляет внутриконтинентальное Каспийское море, привлекающее внимание исследователей разного профиля нефтегазонасностью региона и существенными запасами уникальных морепродуктов. Отличительными чертами Северного Каспия, сближающими его с пресноводными бассейнами озерного типа, являются мелководность и распреснение вод за счет интенсивного речного стока. Средний и Южный Каспий более глубоководны, влияние рек здесь менее заметно, минерализация вод заметно выше, то есть условия седиментации сходны с морскими.

В пределах полигона (Дербентская котловина Среднего Каспия, координаты центра: 42° 46' с.ш., 49° 42' в.д.) авторами были изучены 10 однотипных разрезов, вскрытых ударной трубкой большого диаметра на глубинах 450–469 м. Колонка максимальной длины (571 см) получена на ст. 16. В этом опорном разрезе выделено (сверху вниз) 5 литологических слоев.

Слой 1 (0–92 см) — диатомовый ил различных оттенков зеленовато-серого цвета желеобразной и творожистой консистенции. Количество диатомей здесь очень велико, постепенно уменьшается к низу слоя.

Слой 2 (92–170 см), 3 (170–313 см), 4 (313–372 см) и 5 (372–571 см) представлены зеленовато-серой глиной, отличающейся в различных слоях своей консистенцией и постепенным нарастанием книзу выраженности слоев, обогащенных гидротроилитом.

В осадках этой колонки изучены ископаемые диатомеи. На основании изменения количественного, таксономического и экологического состава диатомей выделены следующие горизонты.

Горизонт А (0–70 см) содержит диатомей в массовых количествах. В таксономическом составе флоры этого горизонта абсолютно преобладают представители рода *Coscinodiscus* — морские эвригалитные, преимущественно океаническо-неритические виды: *Coscinodiscus radiatus* Ehr., *Coscinodiscus perforatus* Ehr. Эти виды выдерживают значительное опреснение, живут в Каспийском море при солености 12–13 ‰, но обитают также в морях и океанах с нормальной морской соленостью 35 ‰ (Макарова и др., 2002).

Горизонт В (70–250 см) отличается заметным сокращением общей численности диатомей. Доминируют планктонные неритические виды, обитатели прибрежных опресненных участков морей: *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs, *A. ehrenbergii* var. *crasus* (W.Sm.) Hust. Изредка встречаются солоноватоводные представители рода *Thalassiosira*: *Th. incerta* Makar., *Th. variabilis* Makar. и др. Единичными створками представлена пресноводная флора. Океанические виды практически полностью вытеснены.

Горизонт С (250–571 см) выделен условно, так как отбор проб в этом интервале разреза слишком редок. В данном горизонте диатомеи отсутствуют. Заслуживает особого внимания лишь единственный образец (540 см), содержащий обильную флору диатомей с абсолютным доминированием в ней пресноводного галофильного вида *Stephanodiscus astrea* Ehr. Возможно, этот образец является фрагментом сильно опресненного горизонта, обнаруженного ранее в колонках Среднего Каспия (Жаковщикова, 1971) и точное стратиграфическое положение которого до сих пор не известно.

Полученные результаты диатомового анализа свидетельствуют об изменении солевого режима бассейна седиментации во времени. Сильно опресненный бассейн идентифицирован только образцом 540 см. Изменения состава диатомей в вышележащей толще осадков (250–0 см) указывают на достаточно резкое замещение во времени солоноватоводного и, вероятно, относительно мелководного бассейна (250–70 см) более глубоководным и соленым морским (70–0 см).

Результаты настоящего исследования сопоставлены с известными данными по стратиграфии донных отложений Среднего Каспия (Жаковщикова, 1971). Можно предположить, что горизонт А и В отвечают новокаспийскому времени — голоцену по современным представлениям (Куприн, 2003) и отражают различные фазы развития трансгрессивного бассейна: вначале (горизонт В) относительно солоноватоводного, затем (слой А) более глубоководного и соленого. Определенно говорить о возрасте горизонта С представляется затруднительным. Можно только предположить, ссылаясь на аналогичный характер распределения диатомей в колонках,

изученных Т.К. Жаковщиковой, что этот слой, возможно, частично соответствует самой начальной стадии формирования трансгрессивного новокаспийского бассейна и заключительной фазе существования верхнехвалынского бассейна. Изменения состава комплексов диатомей вверх по разрезу позволяют высказать предположение о том, что Каспийское море, развиваясь в голоцене и на поздних этапах плейстоцена, вероятно, последовательно прошло вслед за стадией сильного опреснения постепенное осолонение, достигшее максимума в современную эпоху.

Среди факторов, повлиявших на соотношение гранулометрических фракций в изученных осадках, необходимо отметить механизм осаждения взвеси «частица за частицей», процессы переотложения и придонные течения. Роль последних (как и в океанах) заключается в основном во вторичном концентрировании створок отмерших диатомей. По нашим предположениям, именно этот процесс (наряду с высокой продуктивностью) привел в конечном счете к захоронению в голоцене многочисленных створок диатомей в виде биогенных кремнистых илов Среднего Каспия.

Многочисленные наблюдения авторов в Мировом океане свидетельствуют, что диатомовые водоросли служат основным источником кремнезема в пределах прерывистых поясов пелагического биогенного кремненакопления, приуроченных к центрам циклонических круговоротов, а также в зонах прибрежных апвеллингов. Поставляя на дно лабильное органическое вещество, диатомеи способствуют литификации осадков и формированию аутигенных минералов в условиях окислительного, субокислительного и локального восстановительного диагенеза.

Литература

- Жаковщикова Т.К. Диатомовые водоросли в колонках донных отложений Каспийского моря // Докл. АН СССР. 1970. Т. 190, № 4. С. 915–918.
- Жаковщикова Т.К. Диатомеи из четвертичных отложений Среднего и Южного Каспия // Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 179–186.
- Жузе А.П., Петелин В.П., Удинцев Г.Б. К вопросу о происхождении диатомовых илов с *Ehtmodiscus rex* (Wall.) Hendeby // Докл. АН СССР. 1959. Т. 124, № 6. С. 1301–1304.
- Казарина Г.Х., Мурдмаа И.О., Свальнов В.Н., Скорнякова Н.С. Талассиотриксый ил — новый тип кремнистых диатомовых осадков // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 128–131.
- Кобленц-Мишке О.И. Первичная продукция // Биология океана: Биологическая структура океана. М.: Наука, 1977. Т. 1. С. 128–131.
- Куприн П.Н. Стратиграфическое расчленение и возраст глубоководных отложений Среднего и Южного Каспия // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2003. № 2. С. 19–28.
- Макарова И.В., Стрельникова Н.И., Казарина Г.Х. Род *Coscinodiscus* // Диатомовые водоросли России и сопредельных стран. 2002. Т. 2. Вып. 3. С. 33–57.
- Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2001. 217 с.
- Свальнов В.Н. Этмодискусовые илы восточной части Индийского океана // Океанология. 1974. Т. 14, № 5. С. 859–863.
- Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1989. 261 с.
- Barron J.A. Miocene to Holocene planktic diatoms // Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 763–809.
- Cervato C., Burckle L.H. Pattern of first and last appearance in diatoms: Oceanic circulation and the position of polar fronts during the Cenozoic // Paleooceanography. 2003. V. 18. Issue 2. P. 1055.
- Gardner J.V., Burckle L.H. Upper Pleistocene *Ehtmodiscus rex* oozes from Eastern Equatorial Atlantic // Micropaleontology. 1975. V. 21, № 2. P. 236–242.
- Kemp A.E.S., Pearce R.B., Grigorov I., Rance J., Lange C.B., Quilty P., Salter I. Production of giant marine diatoms and their export at oceanic frontal zones: Implications for Si and C flux from stratified oceans // Global Biogeochem. Cycles. 2006. V. 20. № 4.
- Romero O., Schmieder F. Occurrence of thick *Ehtmodiscus* oozes associated with a terminal Mid-Pleistocene Transition event in the oligotrophic subtropical South Atlantic // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2006. V. 235. P. 321–329.
- Sancetta C. Biostratigraphic and paleoceanographic events in the eastern equatorial Pacific: Results of the Deep sea Drilling Project Leg 69 // Init. Repts. Of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Off), 1982. V. 69. P. 311–320.

РОЛЬ ОСАДОЧНЫХ ПАЛЕОБАСЕЙНОВ В МЕТАЛЛОГЕНИИ КРУПНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР (НА ПРИМЕРЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ)

В.Т. Казаченко, Е.В. Перевозникова, С.Н. Лаврик, Н.В. Скосарева

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, vkazachenko@mail.ru

Определяющее влияние на металлогению Сихотэ-Алиня оказали процессы гипергенеза базитов и ультрабазитов островов и процессы осадконакопления в лагунах и прилегавших к островам акваториях. Коры выветривания служили источниками Mn, Fe и большого набора микроэлементов, концентрировавшихся в морских осадках. Впоследствии литифицированные металлоносные осадки вовлекались в гипергенные, осадочные, метаморфические, субдукционные, магматические и гидротермальные процессы, определившие присутствие в Сихотэ-Алине разновозрастных богатых или обогащенных полиметаллами, В, Mn, Fe, Sn, W, Au, Ag, Pt и Pd руд и пород различных генетических типов.

В триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня присутствуют обогащенные Au, Pt, Pd и другими металлами контактово-метаморфизованные осадки — марганцевосиликатные породы и кремни с дисперсным родохрозитом, тальк-, тальк-хлорит- и актинолит-магнетитовые руды и яшмы (Казаченко и др., 2009). Они распространены в Ольгинском, Кавалеровском, Дальнегорском (Таухинский) и Малиновском (Самаркинский террейн) рудных районах. В Дальнегорском и Ольгинском районах известны обогащенные Mn скарновые месторождения позднемелового-палеогенового возраста с полиметаллическими, железными и борными рудами, приуроченные к фрагментам карбон-пермских и триасовых рифов. На севере Приморья присутствуют крупные скарново-вольфрамовые месторождения. В перекрывающих Таухинский террейн вулканитах Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса и в флишевых отложениях Журавлевского террейна размещены многочисленные оловянные, оловянно-полиметаллические (с Ag) и серебро-свинцово-цинковые (с Sn и Au) жильные месторождения позднемелового-палеогенового возраста. Многие из них (Южное, Арсеньевское, Темногорское, Красногорское, Ново-Черемуховое и др.) обогащены Mn и содержат разнообразные минералы этого элемента: родонит, пироксмангит, спессартин, тефроит, кнебелит, бустамит, пирофанит, манганаксинит, алабандин, марганцовистые карбонаты, марганцовистые разновидности амфиболов тремолит-ферроактинолитового и куммингтонит-грюнеритового ряда и другие (Казаченко, 2002 и др.). Многие десятилетия развивались представления о том, что образование скарновых и жильных месторождений связано с магматическим (ювенильным) источником рудного вещества и отражает эволюцию магматизма Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса. Однако полученные нами результаты свидетельствуют об определяющем влиянии на металлогению Сихотэ-Алиня процессов гипергенеза базитов и ультрабазитов островов и осадконакопления в лагунах и прилегавших к островам акваториях в период от нижней границы карбона до конца триаса. По меньшей мере, с девона до конца триаса вблизи окраины Ханкайского массива располагалась протяженная энсиматическая островная дуга, сложенная главным образом базитами и ультрабазитами. Фрагменты этой дуги в настоящее время в виде калиновских, сергеевских и владими́ро-александровских габброидов слагают аллохтоны (массивы) в Самаркинском и Окраинско-Сергеевском террейнах. В них присутствуют породы двух ассоциаций: перидотит-троктолит-габбровой и перидотит-верлит (вебстерит)-габброноритовой. Перидотит-троктолит-габбровая ассоциация включает кумуляты ультраосновного и основного состава, а также не расслоенное габбро. Перидотит-верлит(вебстерит)-габброноритовая ассоциация представлена реститами, кумулятами и не расслоенными базитами. Мультиэлементные спектры пород обеих ассоциаций соответствуют IAB-типу. REE-спектры пород перидотит-верлит(вебстерит)-габброноритовой ассоциации отвечают в основном MORB-типу, а перидотит-троктолит-габбровой — IAB-типу. Перидотит-верлит(вебстерит)-габброноритовая ассоциация отличается от перидотит-троктолит-габбровой более глубинным источником с геохимическими характеристиками деплетированной мантии. Источник магматического материала перидотит-троктолит-габбровой ассоциации отличается

от деплетированной мантии небольшим обогащением компонентами внутриплитных плюмов. Вертикальная ориентировка полей обеих ассоциаций на диаграмме Д.А. Пирса (Pearce, 1983) соответствует вектору изменения состава магматических выплавов под воздействием субдукционных компонентов. Перидотит-верлит (вебстерит)-габброноритовая ассоциация отвечает ранней стадии формирования энсиматической вулканической дуги (модельный Sm-Nd возраст пород 1117–1252 млн лет), а перидотит-троктолит-габбровая — поздней (909–1001 млн лет). Метаморфизованные металлоносные осадки и скарны изначально являлись продуктами размыва островодужной латеритной коры выветривания (поздний анизий – конец триаса), образовавшейся в условиях существовавшего в триасе аридного климата. Продукты размыва накапливались как во внутренних бассейнах (лагунах) (в нынешнем виде — скарны), так и в прилегающих к островам акваториях (метаморфизованные металлоносные осадки).

На диаграмме «Sm/Nd-Sm/Eu» (рис. 1а) точки магматических пород независимо от типа источника магматического материала образуют три тренда. Тренд I соответствует кумулятам ультрабазитового состава с хорошо выраженными максимумами Eu в REE-спектрах. На тренде II размещены точки кумулятивных базитов с REE-спектрами IAB-типа. На тренде III располагаются точки базальтов и нерасслоенных габбро со спектрами MORB- и IAB-типов. Точки

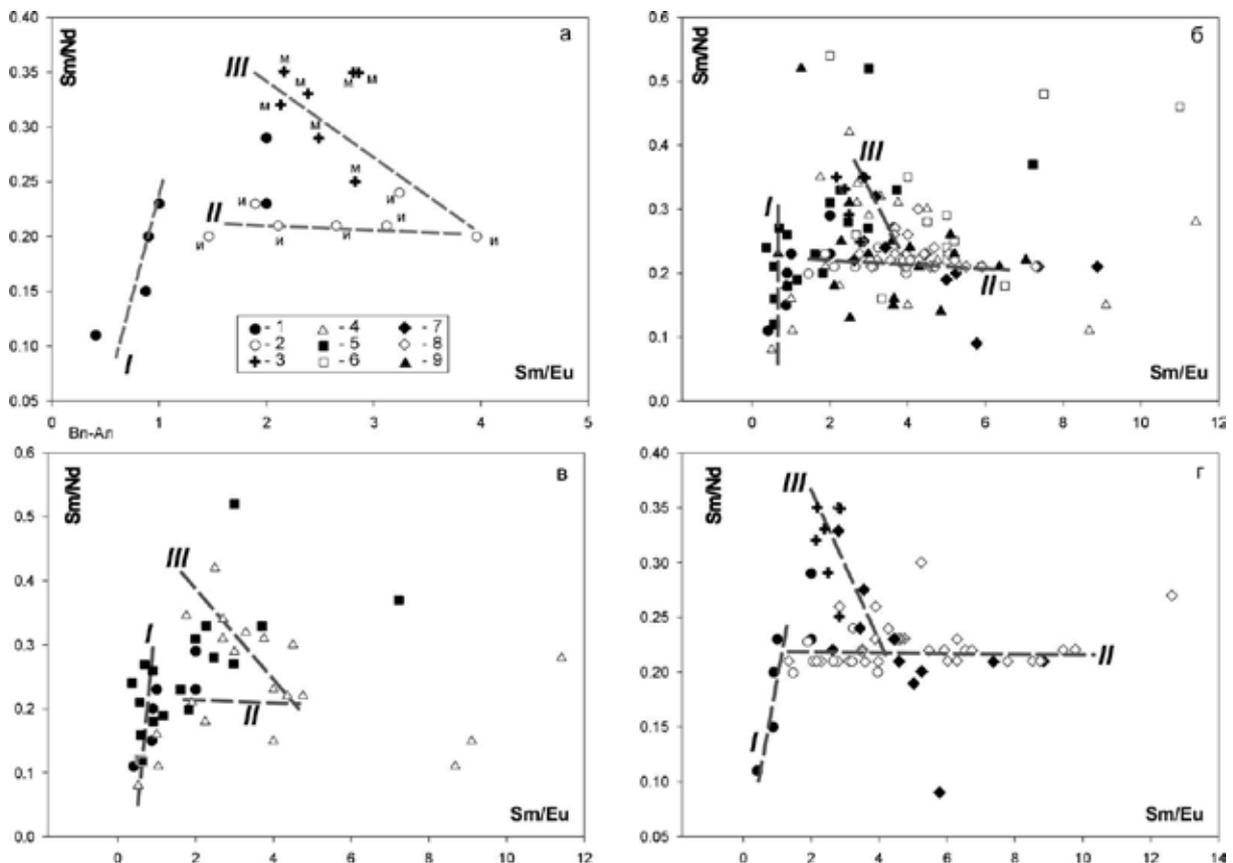


Рис. 1. Положение точек калиновских, сергеевских и владими́ро-александровских габброидов, а также скарнов и триасовых контактово-метаморфизованных металлоносных осадков Сихотэ-Алиния на диаграмме «Sm/Nd-Sm/Eu»

Магматические породы (1–3): кумуляты ультраосновного состава (троктолиты, анортозиты и дуниты Владимиро-Александровского массива) (1), калиновские (Самаркинский террейн, окрестности с. Каменка) и сергеевские (Окраинско-Сергеевский террейн, окрестности с. Сергеевка) кумулятивные метагаббро (2) и нерасслоенные метабазиты (метагаббро и метабазальты) (3); и — REE-спектры IAB-типа, м — MORB-типа.

Скарны (4–6): Белогорского железорудного (4), Дальнегорского боросиликатного (5) и Николаевского полиметаллического (6) месторождений.

Триасовые контактово-метаморфизованные осадки Сихотэ-Алиния (7–9): силикатно-магнетитовые руды (7), и марганцевосиликатные породы (9) Широкоплатинской площади Ольгинского рудного района, и марганцевосиликатные породы Горной площади Малиновского рудного района (8).

Тренды (I–III): кумулятов ультраосновного (I) и основного (II) состава и нерасслоенных метабазитов (III)

скарнов и метаморфизованных металлоносных осадков на этой диаграмме группируются вдоль трендов магматических пород (рис. 1б, г). Это обстоятельство однозначно свидетельствует о том, что материнскими породами скарнов и метаморфизованных металлоносных осадков являлись магматические породы островной дуги. Использование диаграммы «Sm/Nd-Sm/Eu» в сочетании с анализом REE-спектров и изотопными данными дает возможность с большой уверенностью определить материнские магматические породы скарнов конкретных месторождений и метаморфизованных металлоносных осадков в зависимости от их типа и площади размещения. Так, например, точки скарнов Дальнегорского боросиликатного месторождения группируются в основном вдоль тренда кумулятов ультрабазитового состава (рис. 1б). Спектры REE таких образцов обладают хорошо выраженными максимумами Eu и минимумами Sm. По форме спектров и модельному Sm-Nd возрасту (911–916 млн лет) эти скарны практически аналогичны владими́ро-александровским троктолитам, относящимся к перидотит-троктолит-габбровой ассоциации. Почти все остальные точки размещены на тренде базальтов и нерасслоенных габброидов. REE-спектры этих образцов по форме близки к MORB-типу. Можно полагать, что в данном случае материнскими породами скарнов являлись нерасслоенные базиты перидотит-верлит(вебстерит)-габброноритовой ассоциации.

Значительное накопление Pb происходило в лагунах (с начала карбона до позднего анизия, согласно модельному возрасту Pb руд скарновых месторождений) и в осадках, прилегавших к островам акваторий (в течение всего карбона и перми). В лагунах оно прекратилось с началом погружения островов (поздний анизий) и размыва латеритной коры выветривания. Присутствие в скарнах борных и полиметаллических руд указывает на мелководные (периодически пересыхавшие) и достаточно глубоководные (с зонами сероводородного заражения) лагуны. Модельный возраст Pb жильных месторождений свидетельствует о двух периодах накопления этого металла, разделенных временем, соответствующим раннему и среднему триасу (до позднего анизия). Первый, главный период, (начало карбона – конец перми) соответствует времени накопления Pb в прилегавших к островам акваториях. Этот Pb и другие металлы при образовании жильных месторождений заимствованы из литифицированных металлоносных осадков (предположительно, полиметаллических залежей) карбона – перми. Второй период, начавшийся сразу после завершения накопления Pb в лагунах (поздний анизий), соответствует периоду погружения островов, размыва латеритной коры выветривания и образования триасовых металлоносных осадков. Этот Pb и другие металлы были заимствованы из металлоносных отложений триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня.

На диаграмме (рис. 2а) видны две эволюционные линии (1, 2) Pb скарновых месторождений, свидетельствующие о двух источниках этого металла. Одна из них расположена в поле Pb вулканитов островных дуг и соответствует, очевидно, Pb перидотит-троктолит-габбровой ассоциации с малоглубинным источником магматического материала. Вторая эволюционная линия расположена между эволюционной линией Pb MORB и областью Pb островных дуг. Она, по-видимому, отвечает Pb перидотит-верлит(вебстерит)-габброноритовой ассоциации с более глубинным источником магматического материала. Резкий изгиб эволюционных линий в конце трендов по модельному возрасту Pb примерно соответствует времени начала погружения островов и свидетельствует о привносе некоторой доли Pb континентальной окраины. Две эволюционные линии (рис. 2б), совпадающие по положению с линиями предыдущей диаграммы, характерны и для Pb жильных месторождений. Они отличаются только наличием небольших синхронных изгибов, связанных с некоторым разбавлением континентальным Pb и отражающих менее спокойные (по сравнению с лагунами) условия осадконакопления в прилегавших к островам акваториях (возможно, колебания уровня моря или изменение направления течений). На обеих диаграммах присутствуют, кроме того, поля или тренды (3), которые по времени накопления Pb соответствуют периоду погружения островов, размыва латеритной коры выветривания и появления в разрезе триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня металлоносных осадков. Поэтому можно полагать, что одним из источников Pb скарновых и в гораздо большей мере жильных месторождений являлись также триасовые металлоносные осадки прилегавших к островам акваторий. Судя по положению упомянутых выше полей, островодужный Pb триасовых металлоносных осадков в значительной степени был разбавлен Pb континентальной окраины.

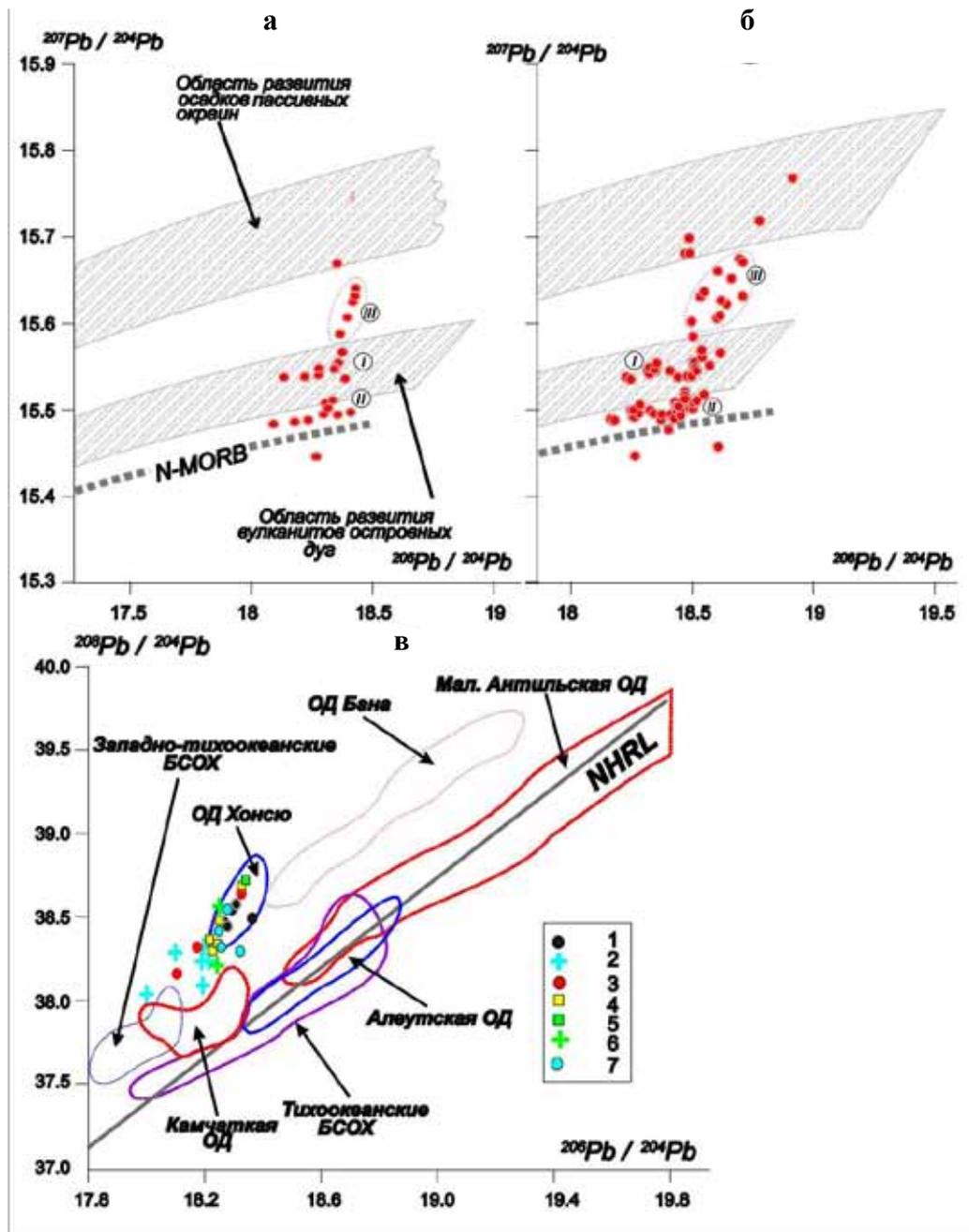


Рис. 2. Особенности изменения изотопных отношений рудного Pb скарновых (а, в) и жильных (б) месторождений Сихотэ-Алиня

Эволюционные тренды рудного Pb (I–III) из разных первичных источников: пород перидотит-троктолит-габбровой ассоциации с малоглубинным источником магматического материала (I) и перидотит-верлит(вебстерит)-габброноритовой ассоциации с более глубинным источником магматического материала (II), а также триасовых металлонесных осадков (III). Изотопные данные заимствованы из сводки Ф.И. Ростовского (Ростовский, 2005). Поля на диаграммах показаны по Татарникову (Татарников, 2007) (а, б), а также Чуриковой с соавторами и Альмееву (Альмеев, 2005) (в).

Месторождения (1–7): Верхнее (1); Николаевское (2); Первое Советское (3); Партизанское (4); Восточный Партизан (5); Второе Советское (6); Садовое (7)

На диаграмме (рис. 2в) точки Pb скарновых месторождений располагаются на эволюционном тренде Pb Западно-Тихоокеанских БСОХ, большей частью в поле островной дуги Хонсю.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00396-а) и Президиума ДВО РАН (проект № 12-1-П27-03).

Литература

Альмеев Р.Р. Геохимия магматизма вулкана Безымянный: признаки мантийного источника и условия фракционирования исходной магмы. Автореф. канд. диссертации. М., 2005. 26 с.

Казаченко В.Т. Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.

Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А. Приморье — новый перспективный регион России с золото-палладий-платиновым оруденением нетрадиционного типа. // ДАН, 2009. Т. 425, № 5. С. 651–655.

Ростовский Ф.И. Об изотопных отношениях свинца в галенитах рудных месторождений Востока Азии // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 33–45.

Татарников С.А. Изотопный состав Pb вкрапленников кпш разновозрастных гранитов Восточного Забайкалья // Современные проблемы геохимии. Материалы научной конференции, посвященной 50-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова и 50-летию Сибирского отделения Российской Академии Наук (2–6 апреля 2007 г.). Иркутск, 2007.

Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 1983. P. 230–249.

ГИПЕРГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЭВАПОРИТОВЫХ ТОЛЩАХ ПРИКАМЬЯ

Т.А. Калинина

Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, tatyanaak89@mail.ru

Эвапориты весьма характерны для Пермского края и распространены почти на половине его площади. В связи с легкой растворимостью в гипергенных условиях они претерпевают значительные структурно-вещественные преобразования, в результате чего представляют собой полигенные образования с реликтами первичных и промежуточных продуктов.

В качестве объектов для изучения гипергенных процессов изменения карбонатно-сульфатных пород использованы образцы, отобранные из отложений иренского горизонта кунгурского яруса (Шубинский гипсовый карьер, Кунгурская Ледяная пещера, Казаковская гора) и соликамского горизонта уфимского яруса (Чусовская стрелка) пермской системы.

Незатронутые процессами гипергенеза *карбонатные отложения* представлены малоглинистым известковым доломитом (Калинина, 2013). Часть прослоев характеризуется тонкослоистым (рис. 1а), реже массивным пелитоморфным строением, другая — оолитовым

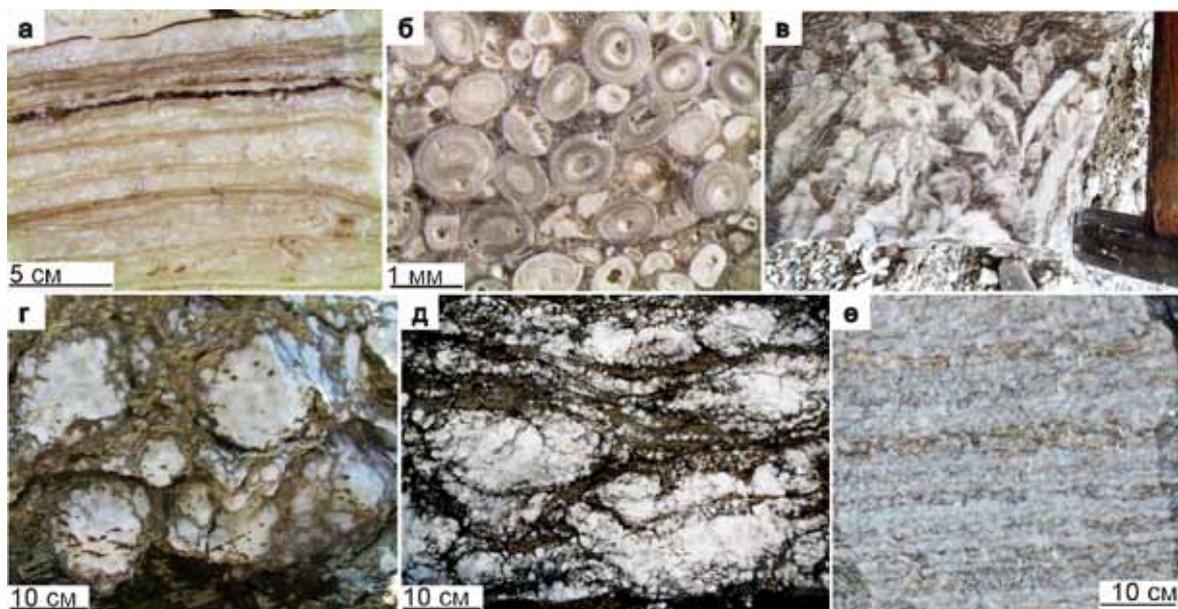


Рис. 1. Текстуры неподверженных гипергенезу карбонатных (а, б) и сульфатных (в–е) пород: а — тонкослоистая, б — оолитовая, в — шевронная, г — желваковая, д — линзовидно-желваковая, е — массивная

(рис. 1б). На отдельных участках строение карбонатной толщи осложнено маломощными (до 5 см) прослоями селадонита.

На контакте с сульфатной толщей порода приобретает желваковую текстуру за счет сульфатных стяжений и характеризуется *глинисто-сульфатно-карбонатным* составом.

Сульфатные пачки сложены мелкозернистой радиально-лучистой ангидритовой породой с небольшими включениями глинисто-карбонатного вещества. В подошве прослоев отмечены теневые шевронные структуры (рис. 1в), которые выше по разрезу сменяются на желваковую (рис. 1г), затем линзовидно-желваковую (рис. 1д) и массивную (рис. 1е) породу. В составе прослоев отмечается первичная боровая минерализация, представленная рассеянными желваками говлита (Чайковский, 2010) и пробертита (Галимов, 2013).

В зоне гипергенеза карбонатно-сульфатные толщи испытывают значительные структурно-вещественные трансформации.

Кора выветривания по карбонатолитам представляет собой глыбово-щебнистую, местами брекчиевую карбонатную породу с каркасно-ящичной структурой (рис. 2а), обусловленной многочисленными прожилками доломита (Калинина, 2012). Заполнитель ячеек может быть либо выщелочен, либо перекристаллизован в агрегат пинакоидальных кристаллов доломита. На стенках каверн (рис. 2б) отмечаются сферолиты (рис. 2в) и пинакоиды доломита, на которые иногда нарастают блочно-зональные гексаэдры флюорита (рис. 2г, д) и ромбоэдры кальцита. Последний также отмечен в виде гнезд в перекристаллизованной доломитовой породе (рис. 2е). На их поверхности отмечается гипс, пирит, халькопирит, барит, целестин и гидроксиды марганца.

При гидратации и последующем выщелачивании *желваков ангидрита* (рис. 3а) в *глинисто-карбонатной породе* происходит образование жильного селенита. В краевых частях гипсовых желваков нередко отмечаются каймы или дискретные изометричные обособления ситовидных гипс-кварцевых агрегатов (рис. 3б). Гипс в центральной части желваков выщелочен, на поверхности кварца отмечаются скаленоздры кальцита (рис. 3в). В составе вмещающей массы происходит перекристаллизация гипса с образованием метакристаллов и формирование новообразованных более крупнозернистых кайм на пелитоморфном карбонате. В кровле гипсовой толщи отмечаются сульфатно-карбонатные брекчии (рис. 3г), где в качестве обломков выступают реликты гипсовых желваков, а в качестве цемента — кальцитовая инкрустация.

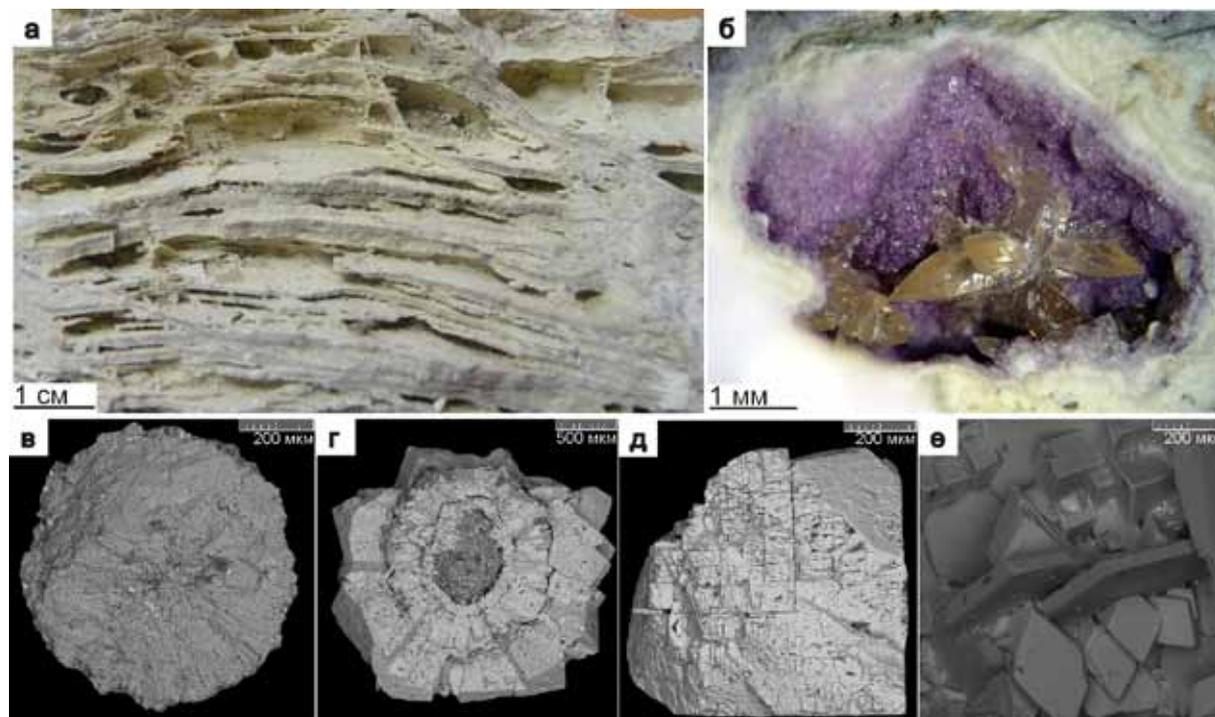


Рис. 2. Кора выветривания по карбонатолитам: а — каркасно-ящичная структура, б — гнездовая доломит-флюорит-кальцитовая минерализация и детали ее строения (в — радиально-лучистый доломит; г, д — инкрустационный флюорит, е — ромбоэдры кальцита на пинакоидах доломита)

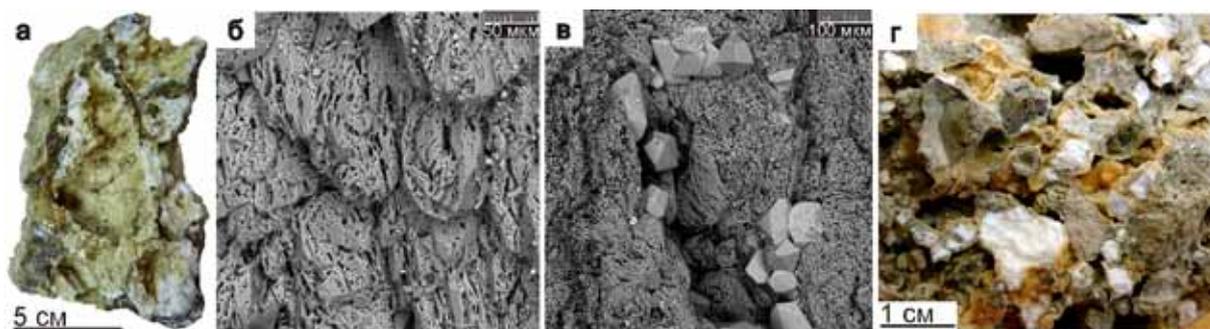


Рис. 3. Выщелоченный желвак ангидрита (а — общий вид, б — агрегат ситовидного кварца, в — кальцитовая минерализация) и сульфатно-карбонатная брекчия

Отмечено, что структурно-текстурные признаки *коры выветривания по сульфатам* в значительной степени зависят от структур и текстур исходной породы. В случае практически мономинеральной породы при гидратации происходит образование гипса и его последующая, часто неравномерная перекристаллизация с формированием сетчатой (рис. 4а), полосчатой, венцевидной (рис. 4б), петельчатой (рис. 4в), порфиробластовой текстур. В виде микровключений встречается целестин, пирит, гидроксиды железа и марганца и вторичные бораты (Чайковский, 2012), высокомагнезиальный селадонит. Также отмечены участки, где гипс растворяется вдоль межзерновых границ, образуя суспензию идиоморфных зерен.

Строение коры выветривания по карбонатным отложениям позволяет предполагать, что на начальных стадиях гипергенеза в породе формируется ящичный каркас из прожилков доломита. При дальнейшей трансформации происходит выщелачивание известкового материала, провоцирующего как образование полостей, так и преобразование пелитоморфного доломита в массивный или радиально-лучистый агрегат пинакоидальных кристаллов. Поступление минерализованных растворов приводит к кристаллизации ромбоэдров кальцита, иногда гексаэдров флюорита в интерстициях между кристаллами доломита и на стенках каверн. Появление новообразованных карбонатов, флюорита и гидроксидов марганца свидетельствует об их формировании в окислительных условиях за счет гипергенной перегруппировки элементов исходной карбонатной породы.

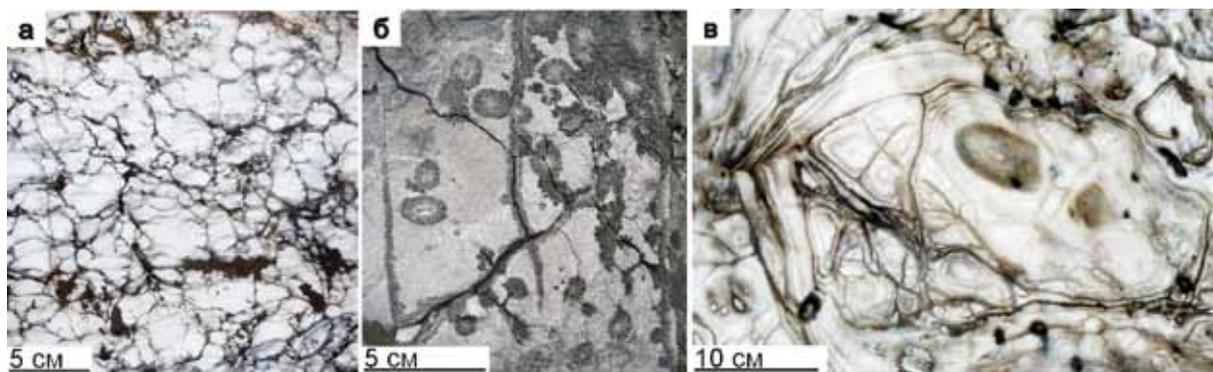


Рис. 4. Текстуры гипсовых пород: а — сетчатая, б — венцевидная, в — петельчатая

Гидратация ангидрита, а также последующая перекристаллизация и выщелачивание гипса приводят не только к структурно-текстурному преобразованию сульфатной толщи, но и появлению новых минеральных фаз за счет перегруппировки элементов исходной породы. Новообразованные минералы могут как переотлагаться на месте, так и выноситься за пределы системы.

При выщелачивании сульфатного материала формируются зональные (пирит)-халцедон-кварц-кальцитовые псевдоморфозы и секреты. Выщелачивание больших объемов гипса приводит к формированию брекчий обрушения (коллапс-брекчий) с карбонатным цементом. Появление суспензии гипсовых зерен свидетельствует о возможности механической суффозии сульфатного материала.

Литература

Галимов Н.Р., Горожанин В.М., Кочергин А.В., Линник В.Н. Боратовая минерализация Дейковского участка // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Пермь: Перм. гос. ун-т, 2013. Вып. 16. С. 62–65.

Калинина Т.А. Минералогия коры выветривания на Шубинском месторождении // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Пермь: Перм. гос. ун-т, 2012. Вып. 15. С. 106–114.

Калинина Т.А. Структурно-текстурная и минералогическая характеристика пород Кунгурской Ледяной пещеры и их трансформация при карстообразовании // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Пермь: Перм. гос. ун-т, 2013. Вып. 16. С. 201–208.

Чайковский И.И., Кадебская О.И. Минералогия переходной климатической зоны Кунгурской Ледяной пещеры // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Пермь: Перм. гос. ун-т, 2012. Вып. 15. С. 100–105.

Чайковский И.И., Чиркова Е.П., Кадебская О.И., Назарова У.В., Сиразетдинов А.Т. Бораты в эвапоритовых толщах Прикамья // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Пермь: Перм. гос. ун-т, 2010. Вып. 13. С. 91–98.

РОЛЬ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ В ОСАДОЧНОМ РУДОГЕНЕЗЕ

Ю.А. Калинин^{1,2}, Н.А. Росляков¹, Ю.О. Редин^{1,2}, Н.В. Рослякова¹

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*

²*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, kalinin@igm.nsc.ru*

Многие осадочные месторождения (марганец, железо, бокситы и др.) обязаны своим возникновением гипергенному процессу на поверхности или вблизи неё в зоне выветривания. Формирование таких месторождений определяется наличием вблизи бассейна осадконакопления областей размыва пород и руд, с «освобожденными» выветриванием полезными компонентами. Временной интервал их формирования охватывает все геологические эпохи – от протерозоя до современного. Акцентируем внимание на металлоносных корах выветривания юга Сибири (остаточных, хемогенных, переотложенных), которые, помимо собственной значимости, являются также важнейшими поставщиками рудоносного материала для осадочного рудогенеза.

В истории геологического развития юга Сибири неоднократно возникали на продолжительное время континентальные условия, благоприятные для формирования кор выветривания. Сохранившиеся реликты поверхности выравнивания (пенеплена), послужившей основой современного рельефа региона, также как и приуроченные к этой поверхности коры химического выветривания, сформированы преимущественно в верхнем мелу-палеогене (Казаринов, 1958; Вдовин, Малолетко, 1969). Это подтверждается, прежде всего, прямыми флористическими и палинологическими определениями, данными абсолютного датирования (Баженов, 1980). Важным аргументом выступают и коррелятивные олигомиктовые песчаные и песчано-гравийно-галечные отложения Неня-Чумышской и Бийско-Барнаульской впадин (Адаменко, 1976), Салаирского кряжа (Малолетко, Цибульчик, 1969), а также смежных площадей Колывань-Томской зоны (Даргевич и др., 2000). Все они образованы в результате перемыыва кор химического выветривания и являются продуктивными на титано-циркониевые россыпи. За этот период в регионе неоднократно изменялись геоморфологические и климатические условия, определяющие физико-химическую обстановку корообразования. Последующие неотектонические движения способствовали формированию значительного золотороссыпного потенциала региона.

Поскольку рудоносные коры выветривания составляют лишь небольшую часть широко распространенных региональных кор химического выветривания, важность изучения последних представляется необходимой как в плане их приуроченности к сохранившимся фрагментам древних поверхностей выравнивания, так и в плане эволюции в зависимости от особенностей геологического, минералогического и геохимического состава и строения исходного субстрата.

В исходных для выветривания породах большинство металлов образуют собственные рудные минералы или входит в состав породообразующих минералов-концентраторов. Несмотря на различные формы нахождения этих элементов, в процессах выветривания они ведут себя по одной схеме: переход в подвижное состояние – миграция – вторичное осаждение. Для реализации этой схемы необходимы следующие главные условия: 1) доступность агентов выветривания к рудным минералам и металлам, содержащимся в минералах-концентраторах; 2) благоприятная физико-химическая обстановка эволюции гипергенных растворов; 3) присутствие в них устойчивых комплексообразующих лигандов; 4) наличие контрастных геохимических, биогеохимических и механических барьеров на путях миграции растворов.

Что же может создать совокупность благоприятных условий для химического разложения породообразующих и рудных минералов? Прежде всего, это наличие долгоживущих морфоструктур рельефа с элювиальным типом ландшафтов (приподнятые платообразные поверхности, выположенные водоразделы и примыкающие к ним пологие склоны), создающих вместе с соответствующими климатическими факторами условия активного водообмена. Изначальным агентом выветривания служат атмосферные осадки, рН которых около 5 (наиболее вероятная величина, по данным международных станций фоновом наблюдении (Атмосфера, 1991). Кислая геохимическая среда в условиях интенсивного водообмена достаточно агрессивна к исходным породообразующим минералам (слюды, полевые шпаты, амфиболы, хлориты, карбонаты с рН водной вытяжки 8-11), устойчивым в щелочных условиях. Этому способствует и присутствие в системе вода-порода сильных окислителей, в первую очередь Fe, Mn и O, как необходимых агентов для перевода элементов с переменной валентностью в подвижную форму, включая даже относительно инертные из них, каковым традиционно считались золото, ртуть, цирконий, олово, вольфрам и др. россыпеобразующие металлы. В современных ортоэлювиальных ландшафтах (по М.А. Глазовской, 1960) по исходным породам формируется слабокислый почвенно-растительный покров и околонеутральный гидрослюдистый (гидрослюды, гидрохлориты и смешаннослойные глинистые минералы) сапролитовый профиль выветривания с активным выносом рудогенных элементов. С глубиной атмосферные воды нейтрализуются до околонеутральной реакции и даже в условиях Сибири заметно обогащаются органическими кислотами, способствующими эмиграции элементов из сапролитов в виде металлоорганических комплексов.

Окислительно-восстановительные процессы усиливаются при наличии в системе сульфидов. Их окисление, а также выветривание породообразующих минералов-концентраторов высвобождает большое количество металлов, которые достаточно свободно образуют как неорганические, так и металлоорганические комплексные соединения различной степени устойчивости и подвижности в гипергенных условиях. Дальность миграции подвижных ионов и комплексов металлов определяется их устойчивостью в конкретных физико-химических параметрах растворов, меняющихся по мере продвижения вглубь профиля выветривания, а также изменения уровня грунтовых вод. Последовательное выветривание сульфидов, а также породообразующих и аксессуарных минералов, реликты которых наблюдаются даже в бесструктурных элювиальных и автохтонных глинах, а в равной мере и преобразование гипергенных минералов, обуславливает непрерывное высвобождение рудного материала (золота и других металлов), переход их в подвижное и инертное состояние на всех стадиях формирования профиля выветривания.

Типичный профиль коры выветривания, пользующейся значительным распространением не только на юге Сибири, но и в смежных регионах Северного Казахстана и Урала, представлен (снизу вверх) следующими зонами: исходных пород → сапролитов → глинистого структурного элювия → глинистого бесструктурного элювия → местного переотложения материала в карсте → продуктов ближнего переотложения (Калинин и др., 2006). Современный уровень грунтовых вод находится в зоне глинистого элювия, реже в зоне сапролитов. Как следствие, в современных ландшафтах идет гипергенное преобразование обедненного рудогенными элементами каолинового профиля выветривания в гидрослюдистый, о чем свидетельствует минеральный парагенезис и физико-химические условия водных вытяжек и грунтовых вод параэлювиальных ландшафтов (таблица).

Минерализация и pH поровых растворов, водных вытяжек и грунтовых вод Сибири

Ландшафт	Объект опробования		pH	O ₂ , мг/л	Минерализация, мг/л
Ортоэлювиальный	Поровые растворы	Почвы	6,5-8,0	Не определялся	223-895
		Зона сапролитов	6,26		163
		Окисленные руды	6-6,6		401-3000
Параэлювиальный и неоэлювиальный	Водные вытяжки	Почвы	5,6-9,7	1,2-26,9	1,65-260
		Покровные рыхлые отложения	7,1-9,5	0,2-5,5	14,8-731
		Зона сапролитов	6,7-9,5	1-3,8	76-316
		Окисленные руды	5,1-8,5	1-2	67-947
	Грунтовые воды (по Воротникову, 1974)	Покровные рыхлые отложения	7,1- >8,3	7-76	355-617
		Глинистый элювий алюмосиликатных пород	7,1- >7,9	5-11	155-345
		Зона сапролитов	7,2-7,9	3,4-6,0	320-760

В ряду подвижности заметную роль играют остаточные элементы древней коры выветривания (редкие земли, титан, цирконий, марганец, железо и др.).

По поведению металлов в почвообразующих рыхлых отложениях, региональных почвах и водах имеется обширная, в том числе монографическая, литература (Гаджиев, 1982; Ильин, 1982; Ильин, Сысо, 2001). Для сравнения используем фактический материал, полученный нами при геохимическом изучении (преимущественно на золото) покровных рыхлых отложений, дерновых, подзолистых, черноземных и каштановых почв рудоносных площадей. Подвижные компоненты почв, покровных отложений и выветрелых пород выявлялись путем их извлечения вместе с поровыми растворами или вытеснения бидистиллированной водой. В водных вытяжках и поровых растворах установлены: Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Fe³⁺, Al₂O₃, SiO₂, O₂, Cl⁻, SO₄²⁻, S²⁻, SO₃²⁻ + S₂O₃²⁻, H₂S + HS⁻, CO₃²⁻, HCO₃⁻, Cu, Cd, Zn, Au, F⁻, Br. Определены pH, Eh, заряд растворенного золота, гумин, фульвовая и гуминовая кислоты и валовое содержание золота в них. В таблице приведено сравнение кислотности, окисляемости и минерализации жидкой фазы системы вода-порода. Из этой таблицы следует, что, судя по уровню минерализации, агрессивность в отношении к водовмещающим породам увеличивается в последовательности: грунтовые воды - водные вытяжки - поровые растворы. Присутствие золота и его спутников в поровых растворах и водных вытяжках почв, покровных рыхлых отложений и древних кор выветривания, а также в гидрогеохимических аномалиях в полях золоторудных месторождений свидетельствует о его подвижности и в современный период. Есть основания полагать, что, проникая в глубину профиля выветривания, это золото при длительно стабильном уровне грунтовых вод осаждалось на тех же геохимических барьерах, усиливая продуктивность ранее образованных горизонтов вторичного золота и золото-сульфидного обогащения, а также на кислом барьере в основании аллохтона. В последнем случае хемогенные концентрации золота (возможно, и других металлов) могут накладываться на гравитационные. Накопителями металлов служат также горизонты А и С почв.

В заключение отметим, что в большинстве случаев рассмотрение кор выветривания заканчивается палеогеновым и неогеновым возрастом. Лишь изредка встречаются сведения о локально проявленных четвертичных корах выветривания, преимущественно на Западно-Сибирской равнине. Нам представляется, что вопросы их распространенности, условий и механизмов формирования, а также потенциальной рудоносности заслуживает более пристального внимания. Распределение современных кор выветривания контролируется уровнем грунтовых вод и модулем подземного стока, а также климатической и ландшафтно-геохимической зональностью, отчетливо проявленной на юге Сибири. Здесь в современных ландшафтах доминируют кислый, кислый глеевый, карбонатный, карбонатно-сульфатный,

карбонатно-натриевый, содовый классы водной миграции элементов, способных к формированию современного элювия (неоэлювий, по В.П. Казаринову, 1958), созданию «ложных» геохимических аномалий и разубоживанию истинных рудных.

Исследование поддержано Интеграционным проектом СО РАН (№ 125)

Литература

- Адаменко О.М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука, 1976. 184 с.
- Атмосфера. Справочник. Л.: Гидрометиздат, 1991. 509с.
- Баженов В.А. Древние коры выветривания Салаира (состав и условия образования) / Автореферат на соискание уч. Степени к.г.-м.н. Томск: ТПИ, 1980. 21 с.
- Вдовин В.В., Малолетко А.М. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская горная область. М.: Наука, 1969. С. 121-154.
- Воротников Б.А. Водные потоки рассеяния сульфидного оруденения Алтая и их поисковое значение. М.: Недра, 1974. 184 с.
- Гаджиев И.М. Эволюция почв южной тайги Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. 280 с.
- Глазовская М.А. Методические указания для проведения геохимических поисков медно-колчеданных месторождений на Южном Урале по вторичным ореолам и потокам рассеяния. М., Уфа: Изд-во МГУ, 1960. 123 с.
- Даргевич В.А., Лоскутов Ю.И., Сорокин Б.Л. Роль разломной тектоники и палеорельефа в формировании ильменит-цирконовых россыпей Западно-Сибирской плиты // Проблемы геологии, рудогенеза и минерации Сибири. Сб. науч. тр. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. С. 39-45.
- Ильин В.Б. Тяжелые металлы в системе почва-порода. Новосибирск: Наука, 1982. 280 с.
- Ильин В.Б., Сысо А.И. Микроэлементы и тяжелые металлы в почвах и растениях Новосибирской области / Новосибирск: Издательство СО РАН, 2001. 229 с.
- Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 324 с.
- Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. 339с.
- Малолетко А.М., Цибульчик В.М. Дат-палеоценовые лейкоксеновые россыпи Салаирского кряжа / Геология россыпей юга Западной Сибири. М., 1969. С. 117-124.

СКОРОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДОННЫХ ОСАДКОВ В АНГАРСКИХ ВОДОХРАНИЛИЩАХ

Г.А. Карнаухова

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, karnauh@crust.irk.ru

Возможности достоверных численных определений скорости осадконакопления во многих случаях ограничены, поэтому и оценки их носят лишь приблизительный или качественный характер (Байков, Седлецкий, 2005). Одним из наиболее рациональных способов получения информации о темпах накопления осадков является использование в качестве моделей современного осадконакопления доступных природно-техногенных лабораторий — искусственных водоемов, в которых все процессы происходят в режиме реального времени, что позволяет проводить непосредственные наблюдения.

Донные осадки водохранилищ обладают свойствами, отличными от отложений суши, и могут служить удобным объектом для изучения связи темпов осадконакопления и их физических свойств. Нами были получены показатели скорости осадконакопления и временной динамики физических свойств на основе фиксации годовых циклов формирования донных отложений в условиях колебания уровня воды в водохранилище. В качестве базового водоема было выбрано срединное среди Ангарских водохранилищ и одно из самых крупных в мире — Братское водохранилище. Наполнение Братского водохранилища началось в 1961 г. Нормальный подпорный уровень (НПУ=402 м БС) был достигнут в октябре 1967 г. Одной из особенностей Братского водохранилища является его эксплуатация как при НПУ или близких к нему уровнях

(региональные трансгрессии), так и при низких, на 6–10 м ниже НПУ, уровнях (региональные регрессии). Высокие уровни воды пришлось на 1968–1974, 1983–1986, 1993–1995, 2004–2011 годы. Низкие уровни были в 1975–1978, 1987–1992, 1996–2001, а очень низкие — в 1979–1982, 2002–2003 годах. Другой особенностью водохранилища является преобладание в питании осадкообразующего материала абразионного происхождения. Эти особенности определяют объемы размыва, скорости накопления на дне водоема осадочного материала и его свойства, а также другие гидродинамические характеристики.

Скорость осадконакопления. В первые после наполнения годы эксплуатации Братского водохранилища при высоких уровнях (1968–1974 гг.) началось становление рельефа берегов и ложа этого искусственного водоема. Размывались сильно выветрелые породы зоны гипергенеза, слагающие берега водохранилища. Ежегодный объем абразионного материала составлял 3,170 млн м³, из которых 1,148 млн м³ шло на формирование прибрежных отмелей (Овчинников, Карнаухова, 1985; Карнаухова, 2007, 2011). Отложения отмелей были представлены суглинками, супесями, песками, а также песчано-гравийно-галечным, дресвяно-щебнистым и крупнообломочным материалом. Абразионный материал участвовал не только в накоплении наносов на отмелях, но и заполнял глубоководную часть водохранилища. За пределами отмелей аккумуляция песков составляла 14 мм/год. Менее активно накапливались осадки дисперсного состава. Для крупных алевритов и мелкоалевритовых илов скорость аккумуляции составляла 10 мм/год, алевритово-глинистых илов — 7 мм/год (таблица).

Некоторые показатели свойств донных отложений Братского водохранилища

Показатель	Типы осадков															
	Пески				Крупные алевриты				Мелкоалевритовые илы				Алевритово-глинистые илы			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Скорость осадконакопления, мм/год	14	0	0	2	10	10	0	7	10	8	0	17	7	13	0	17
Природная влажность, %	37,1	47,9	59,17	15,61	36,4	53,4	66,09	83,83	137,8	75,8	96,16	96,46	177,6	181,7	131,31	52,99
Плотность осадка, г/см ³	2,24	1,9	1,5	1,94	2,01	1,47	1,34	1,1	1,76	1,68	1,24	1,94	1,64	1,25	0,86	0,71
Плотность скелета, г/см ³	1,66	1,3	0,94	1,68	1,47	1,25	0,81	0,69	0,86	1,01	0,63	1,68	0,66	0,44	0,61	0,62
Пористость, %	25,89	31,58	37,33	16,42	26,86	14,96	39,55	37,27	51,13	62,5	49,19	13,4	59,75	64,8	29,07	12,67
Органическое вещество, %	4,63	4,8	4,82	4,15	6,29	11,92	10,18	10,51	11,65	10,66	10	12,45	19,05	11,83	9,4	13,01
Карбонаты, %	9,8	26,09	19,23	8,45	16,96	20,02	21,13	14,88	23,88	26,9	19,28	17,27	21	28,5	21,67	20,98

Примечание: Показатели свойств донных отложений: 1 — при НПУ в первые годы после наполнения водохранилища (1968–1974 годы); 2 — ниже НПУ на 6–7 м (1975–1978, 1987–1992, 1996–2001 годы); 3 — ниже НПУ на 9–10 м (1979–1982, 2002–2003 годы); 4 — при НПУ (1983–1986, 1993–1995, 2004–2011 годы)

В последующие периоды стояния высоких уровней были вскрыты и стали размываться породы береговой зоны водохранилища, обладающие большей степенью прочности при контакте с водой, чем в первые годы, давая ежегодно только 2,774 млн м³ абразионного материала, из которых 1,033 млн м³ оставалось в прибрежной зоне. Остальное перемещалось в глубоководную часть водохранилища, темп накопления песков и крупных алевритов был ниже, чем в первые годы, составив 2 мм/год и 7 мм/год, соответственно. В то же время скорость аккумуляции возросла у мелкоалевритовых и алевритово-глинистых илов до 17 мм/год, чему способствовали меньшие объемы размыва и более тщательная механическая переработка абразионного материала.

Периоды региональных трансгрессий чередовались с периодами регрессий, сменялись источники питания и их интенсивность. При низких уровнях основным осадкообразующим источником становился материал, слагающий прибрежные отмели. Поступление осадкообразующего материала за счет размыва ранее сформированных отмелей было значительно меньшим, чем от абразии берегов, что способствовало снижению скорости осадконакопления. Увеличения мощности песков не наблюдалось, они просто растекались, нивелируя рельеф дна. Скорости накопления крупных алевритов остались прежними — 10 мм/год, скорости мелкоалевритовых илов снизились до 8 мм/год. За счет выноса тонкодисперсных фракций из материала размываемых отмелей происходило увеличение скорости накопления алевритово-глинистых илов, составив 13 мм/год.

Если же уровень воды в водохранилище опускался еще ниже — почти до отметок УМО (уровень мертвого объема), поступление осадочного материала из береговой части водохранилища отсутствовало, и донные осадки подвергались частичному размыву, либо происходила консервация их мощности.

Природная влажность. В первую после наполнения водохранилища трансгрессию показатели влажности песков и крупных алевритов друг от друга отличались незначительно, имея сравнительно невысокую влажность, составляющую в среднем 37,1 % у песков и 36,4 % у крупных алевритов. Однако в дальнейшем данные типы осадков повели себя по-разному. Так, в следующие периоды стояния НПУ при образовании песков из свежеразмытого материала их влажность падала, что было связано с понижением пористости в результате их уплотнения. При отсутствии осадконакопления во время регрессии пески становились более влажными, повышалась влажность и у крупных алевритов. В отличие от песков, у крупных алевритов рост влажности продолжался и далее, т.е. с увеличением времени эксплуатации водохранилища. Довольно широким был разброс значений в начальный период формирования комплекса донных отложений влажности у мелкоалевритовых (36,0–232,4 %) и алевритово-глинистых (84,9–226,2 %) илов, что указывало на их исходное текучее или скрыто текучее состояние. При низких уровнях, при питании прибрежных отмелей материалом абразии мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы среагировали понижением влажности. Скорей всего, это было вызвано способностью осадков к просадочности, когда при «отжати» влаги происходит выпадение из поровых растворов труднорастворимых солей. Наибольшие величины влажности донных осадков характерны для временных отрезков с «нулевым» осадконакоплением. Исключением стали алевритово-глинистые илы, имевшие минимальную влажность, обусловленную низкой пористостью. Понижение последней фиксировалось при переходе водохранилища на питание материалом, поступающим от размыва отмелей (таблица).

Пористость. Пористость сложения донных осадков Братского водохранилища тесно связана со степенью их дисперсности. При формировании из материала абразии береговых уступов пески и крупные алевриты имели плотное сложение при наименьшей пористости, составляющей 25,89–16,42 % и 26,86–37,27 %, соответственно. Осадки были разнотельными, мелкие частицы заполняли поры, снижая пористость. При последующих регрессиях, с отсутствием абразии берегов, активная переработка песков и крупных алевритов прибрежной зоны волновыми процессами способствовала их хорошей сортировке. В результате из песков и частично из крупных алевритов был вынесен дисперсный материал, поры оказались заполненными водой, на что указывают их наибольшие пористость и влажность (таблица). В то же время увеличение пористости алевритово-глинистых илов было небольшим (до 64,8 %) и соответствовало приросту влажности и определенному набуханию частиц в осадке. За все время эксплуатации водохранилища в алевритово-глинистых илах происходит снижение пористости, что связано с присутствием в них глинистых минералов группы иллита, представленных гидрослюдами, являющихся основными в данном типе осадков.

Плотность осадка. Наиболее высокие значения плотности осадков, составляющие 2,24 г/см³ у песков, 2,01 г/см³ у крупных алевритов, 1,76 г/см³ у мелкоалевритовых илов и 1,64 г/см³ у алевритово-глинистых илов, были в первые годы жизни водохранилища, т.е. при НПУ и поступлении материала абразии берегов. Несколько ниже этот показатель был у осадков в следующие периоды стояния высоких уровней воды. Со сменой режима эксплуатации при наступившем маловодье и размыве прибрежных отмелей происходило снижение плотности осадков, которое продолжалось и в дальнейшем в условиях отсутствия питающего источника.

Новый подъем уровня и очередное поступление осадочного материала от абразии берегов приводили к росту плотности до $1,94 \text{ г/см}^3$ у песков и мелкоалевритовых илов. По-иному происходило изменение плотности осадка у крупных алевритов и алевритово-глинистых илов — она снижалась, составив в среднем $1,10$ и $0,71 \text{ г/см}^3$, соответственно. Некоторое разуплотнение крупных алевритов и алевритово-глинистых илов связано со снижением количества карбонатного материала.

Плотность скелета осадка. Плотность скелета в большей степени отражает особенности пород, поступающих из области питания. Степень уплотнения скелета песков была выше при их формировании из материала абразии пород береговых уступов, составив $1,66$ – $1,68 \text{ г/см}^3$. Наименьшая плотность скелета песков, крупных алевритов и мелкоалевритовых илов при возрастающей их влажности пришлось на годы наиболее низких уровней воды, когда питание абразионным материалом отсутствовало и шел частичный размыв осадков. Для мелкоалевритовых илов стало характерным выдавливание воды из пор, снижение пористости и цементация осадка. У находящихся в наиболее увлажненном состоянии высокопористых алевритово-глинистых илов в периоды поступления материала размыва прибрежных отмелей плотность скелета снижалась до $0,44 \text{ г/см}^3$, в остальное время ее значения были почти одинаковыми, изменяясь от $0,61$ до $0,66 \text{ г/см}^3$.

Органическое вещество (ОВ). Основное количество ОВ в донных отложениях водохранилища имеет терригенное происхождение, поступая в результате абразии пород береговой части водохранилища. Высокие показатели поступающего терригенного ОВ относительно низкой биологической продуктивности самого водохранилища находят свое отражение в интенсивности накопления органического вещества в донных отложениях. Содержание органического вещества в донных осадках изменяется от $0,44$ до $29,5 \%$. При любом положении уровня воды в водохранилище более низкие показатели содержания ОВ отмечены у песков. Наиболее насыщены органическим веществом мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы, присутствие которого в них увеличивается при трансгрессии, а минимумы совпадают с периодами отсутствия осадконакопления либо при наличии размыва осадков во время стояния самых низких уровней воды в водохранилище (таблица).

Карбонаты. Карбонаты в донных отложениях водохранилища являются типично терригенными образованиями. По химическому составу они представлены CaCO_3 , MgCO_3 , FeCO_3 с преобладанием CaCO_3 . Однако в осадках с высоким содержанием пелитовых частиц, накапливающихся в затопленном бывшем русле реки Ангары, происходит резкое уменьшение CaCO_3 и частичное его замещение FeCO_3 . Обогащение осадков FeCO_3 делает их фациально схожими с осадками озера Байкал. В период активизации абразии береговых уступов при стоянии высоких уровней воды основным местом аккумуляции карбонатного материала являлись прибрежные отмели и их подводные склоны. При этом рассматриваемые нами донные отложения глубоководья содержали меньшее количество карбонатного материала. Во время опускания уровня воды в водохранилище происходил рост количества карбонатов во всех типах осадков.

Таким образом, полученные данные показали, что донные отложения водохранилищ являются современными, свежееотложенными, гидратированными осадками, изменившими свое естественное сложение. Нестабильность эксплуатационного режима водохранилищ приводит к смене и чередованию источников, поставляющих в водоем осадочный материал, влияя на скорость осадконакопления и становление физических свойств донных осадков.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00194-а).

Литература

Байков А.А., Седлецкий В.И. Количественные методы в геологии. Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ, 2005. 272 с.

Карнаухова Г.А. Литолого-геохимическая дифференциация донных отложений водохранилищ Ангарского каскада // Геохимия. 2007. № 4. С. 439–449.

Карнаухова Г.А. Поясность осадконакопления в водохранилищах Ангарского каскада // Геохимия. 2011. № 6. С. 634–647.

Овчинников Г.И., Карнаухова Г.А. Прибрежные наносы и донные отложения Братского водохранилища. Новосибирск: Наука, 1985. 55 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Абдель Мохни М.В., Савко А.Д.</i> Роль биоты в формировании фосфоритов Египта	5
<i>Азербает Н.А., Жаутиков Т.М.</i> Новые материалы по литологии и обстановке седиментации рудоносного углеродисто-терригенного комплекса бақырчикской толщи (Зайсанская складчатая система, Казахстан)	9
<i>Аксенова Т.П.</i> Строение, состав и условия формирования юрских отложений, вскрытых скважиной Толпаровская № 2 (юго-восток Западной Сибири)	13
<i>Аксенова Т.П., Микуленко И.К.</i> Строение, состав и условия осадконакопления васюганского горизонта в Широком Приобье	16
<i>Алексеев В.П.</i> «Золотые гвозди» нелинейной седиментологии	20
<i>Алексеев В.П., Чернова О.С.</i> Еще раз о фациях в терригенных толщах (модели 4d)	24
<i>Алексеева Т.Н., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Овсепян Е.А., Кузьмина Т.Г., Сейткалиева Э.А.</i> История осадкообразования на подводном хребте Ширшова в течение последних 190 тысяч лет	27
<i>Алексеенко В.С., Парада С.Г.</i> Оценка нефтегазоносности геологических структур по водородному показателю современных донных осадков на участке континентальной окраины Черного моря в районе Гудаутского поднятия	31
<i>Антоновская Т.В., Абрамов В.Н.</i> Методы больших шлифов и физики пласта для уточнения коллекторских свойств пород при подготовке к разработке залежей нефти и газа)	35
<i>Антошкина А.И.</i> Эволюция раннепалеозойского североуральского седиментационного бассейна в свете биосферных событий	39
<i>Арефьев М.П., Кулешов В.Н., Покровский Б.Г.</i> Палеоэкологические и изотопно-геохимические события на рубеже перми и триаса (по данным $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ континентальных отложений)	43
<i>Астаркин С.В., Гончаренко О.П., Щеглов В.Б., Писаренко Ю.А., Зотов А.Н.</i> Литолого-фациальная характеристика бобриковских отложений Березовской группы месторождений (Ближнее Саратовское Заволжье)	46
<i>Астахов А.С., Колесник А.Н., Олейников И.С.</i> Литохимические индикаторы современных геодинамических процессов в Чукотском море	49
<i>Астахова Н.В., Лопатников Е.А.</i> Железо-марганцевые корки Японского моря (экономическая зона России)	54
<i>Аухатов Я.Г.</i> Литогеодинамический подход при изучении доманикитовых формаций (Волго-Уральская область, Западная Сибирь) и его практическое значение	57
<i>Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В.</i> Карбонато- и кремненакопление в палеобассейнах позднего мела Нижнего Поволжья	60
<i>Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Масленникова С.П., Садыков С.А., Симонов В.А.</i> Биогеохимия оксидно-железистых металлоносных отложений колчеданоносных районов Урала	63
<i>Барабощкин Е.Ю.</i> Ихнофашия <i>Scoyenia</i> в мезозойских отложениях Западной Сибири	66
<i>Бардин А.А.</i> Происхождение и состав газовых углеводородов Донецкого угольного бассейна в свете гипотезы изначально гидридной Земли	70
<i>Бейзель А.Л.</i> Инверсионная модель циклогенеза в категориях секвентной стратиграфии	74
<i>Бекботаева А.А., Байбатша А.Б., Бекботаев А.Т.</i> Стратиграфия и литология рудоносных горизонтов Жезказганского месторождения типа медистых песчаников	77

<i>Беленицкая Г.А.</i> Современные природные и техногенные нефтидные разгрузки — ключ к познанию природы черных сланцев	81
<i>Бербенев М.О.</i> Особенности строения и углеводородная продуктивность отложений покурской свиты на Русско-Часельском мегавале (Западная Сибирь)	85
<i>Бигун И.В.</i> Циклический характер вторичных изменений в карбонатных отложениях серпуховского яруса	89
<i>Блинова Е.В.</i> Преобразование химического состава осадков рифтовой впадины Гуаймас под воздействием гидротермального процесса	91
<i>Бобров В.А.</i> Редкоземельные элементы в торфяных залежах голоцена как индикатор атмосферного переноса минерального вещества	92
<i>Боброва О.В., Вилесов А.П., Воробьев В.С.</i> Седиментологическая модель осинского пласта в пределах Верхнечонского месторождения (Сибирская платформа)	98
<i>Бойко Н.И.</i> Эпигенетические доломиты верхнеюрской карбонатной формации Северного Кавказа	102
<i>Борсук О.А.</i> Закономерности распределения литологических характеристик аллювия в разнопорядковых реках Восточной Сибири	106
<i>Борсук О.А., Кичигин А.Н.</i> Форма обломков (галек) как показатель генезиса отложений	108
<i>Бочкарев В.С., Лукомская К.Г., Алейников Е.В.</i> Пространственные, временные, геохимические и формационные различия осадочно-вулканогенных красноселькупской и туринской серий Западно-Сибирской геосинеклизы	111
<i>Бояришинова М.Г.</i> Особенности литолого-фациального строения Южно-Раевского рифового резервуара	115
<i>Брусницын А.И., Летникова Е.Ф., Жуков И.Г.</i> Геохимия редкоземельных и рассеянных элементов в марганцевоносных метаосадках Южного Урала	118
<i>Булгакова М.Д.</i> Особенности начального и завершающего этапов палеозойской истории Северо-Восточной Азии (седиментологический анализ)	121
<i>Буслов М.М., Солобоева Е.В., Ветров Е.В.</i> Взаимосвязи формирования мезозойских орогенов и осадочных бассейнов Центральной Азии и Сибири	125
<i>Бычкова Н.А.</i> Геохимическое исследование венд-кембрийских отложений Чайкинского поднятия по данным параметрического бурения	128
<i>Бяков А.С., Ведерников И.Л.</i> Пермские морские макрофации северо-восточной периферии Охотского седиментационного бассейна (северо-восток Азии)	131
<i>Вараксина И.В., Хабаров Е.М.</i> Седиментогенез и постседиментационные изменения карбонатных продуктивных отложений венда центральной части Непско-Ботубинской антеклизы	134
<i>Варсимашвили Э.В.</i> Постседиментационные преобразования в верхнеюрско-меловой флишевой формации восточного бассейна окраинного моря Большого Кавказа (в пределах Грузии)	138
<i>Вергельская Н.В.</i> Современные процессы накопления и преобразования органического вещества	141
<i>Верзилин Н.Н.</i> Основные черты глобального биокосного взаимодействия	142
<i>Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Окнова Н.С.</i> Следы голоценовых землетрясений в докембрийских толщах российского обрамления Балтийского щита	146
<i>Видик С.В., Михайлов С.А.</i> Статистический анализ взаимосвязей между литологическим составом пород продуктивных пластов и их петрофизическими свойствами на примере Кечимовского месторождения	150

<i>Видик С.В., Сергеев Д.А.</i> Литолого-геохимическая характеристика коллекторов продуктивного пласта БС ₁₀ различных месторождений северо-восточной части Сургутского свода.....	154
<i>Вилесов А.П., Немирович Т.Г., Лашманова А.А.</i> Франские одиночные рифы Оренбургской области и перспективы их нефтегазоносности.....	158
<i>Вильковская И.Ю., Сердюк З.Я., Зубарева Л.И., Кирилова Н.В., Стефаненко О.Н., Бубнова Е.С.</i> О постседиментационных изменениях в породах юрско-неокомских пластов, их влиянии на коллекторские свойства и нефтеотдачу.....	163
<i>Виницкий А.Е., Хрусталева Г.К., Гипич Л.В.</i> Моделирование сланценоносности Оленекского горючесланцевого бассейна на основе блочно-каркасной компьютерной технологии....	167
<i>Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Писарева Н.И., Каныгина Н.А., Прошенкин А.И.</i> Хемостратиграфия позднедевонских карбонатных отложений микроконтинентов Палеоазиатского океана.....	170
<i>Вологина Е.Г., Штурм М., Кулагина Н.В., Колесник А.Н., Босин А.А.</i> Комплексный анализ колонки поверхностных донных осадков Чукотского моря (предварительные результаты).....	174
<i>Волохин Ю.Г.</i> Кремневые формации Сихотэ-Алиня: их значение при решении регионально-стратиграфических и литогенетических задач.....	176
<i>Воскресенская Т.Н.</i> Озерный седиментогенез и особенности палеогеографии Иссык-Кульской межгорной впадины в кайнозое.....	180
<i>Вялов В.И., Балахонова А.С., Неженский И.А., Семенов Е.В.</i> Промышленная металлоносность диктионемовых сланцев и оболочковых песчаников Прибалтийского бассейна (Ленинградская область).....	183
<i>Габова К.В., Шенделева К.В.</i> Влияние литологических параметров верхневасюганской подсквиты на фильтрационно-емкостные свойства коллекторов на примере Казанского нефтегазоконденсатного месторождения (Томская область).....	186
<i>Габриэляни В.А.</i> Трещинные коллекторы палеозойских отложений месторождений северной части Колвинского мегавала и Хорейверской впадины Тимано-Печорской НГП.....	190
<i>Гаврилов Ю.О.</i> Миграция сульфидов в черносланцевых толщах подвижных поясов (на примере отложений нижней и средней юры Большого Кавказа).....	192
<i>Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г.</i> Палеоэкологическое событие ОАЕ 2 в Восточно-Кавказском бассейне Северного Перитетиса: седиментология, геохимия, биота.....	196
<i>Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А.</i> Особенности осадконакопления при прохождении разновозрастных голоценовых цунами на Южных Курилах.....	200
<i>Георгиевский А.Ф., Бугина В.М.</i> О климате и фосфоритах.....	205
<i>Глазырин Е.А.</i> Признаки флюидного литогенеза в четвертичных отложениях Азовского моря.....	209
<i>Глазырин Е.А.</i> Литодинамические процессы на дне Черного моря в районе Имеретинской низменности.....	211
<i>Глушанкова Н.И., Воскресенская Т.Н., Формозова Л.Б.</i> Плейстоценовый седиментогенез в ледниково-подпрудных озерах Горного Алтая.....	215
<i>Глушанкова Н.И., Кловиткина Т.С., Соболев В.М.</i> Литология и условия накопления осадков в позднеледниковой и послеледниковой истории горла Белого моря.....	219
<i>Голубова Н.В.</i> Постседиментационные изменения верхнемеловых известняков Северного Кавказа.....	223
<i>Голубовская Е.В.</i> Редкоземельные элементы в оолитовых железных рудах.....	225

<i>Гончар А.Д., Шпора Л.Д., Хусанов С.Т.</i> Ихнологический метод при восстановлении фациально-палеогеографических обстановок седиментации (на примере позднепалеозойских осадочных формаций Узбекистана).....	228
<i>Гончар А.Д., Хусанов С.Т.</i> Проблема установления береговых линий палеозойских бассейнов в Узбекистане	230
<i>Гончар В.В.</i> Выделение и корреляция пострифтовых осадочных серий на примере разрезов триаса Северного Верхоянья.....	233
<i>Гончар В.В.</i> Осадочные бассейны и литосфера Южного Урала в раннем карбоне.....	238
<i>Гордеев В.В.</i> Глобальная роль маргинального фильтра океана	242
<i>Горожанин В.М.</i> Климатические события и условия седиментации на рубеже рифея и венда на Южном Урале	245
<i>Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.</i> О соотношении литологического и структурного факторов в размещении залежей углеводородов на юго-востоке Русской платформы	247
<i>Грановская Н.В., Кобзарева Ж.С.</i> Условия постседиментационных преобразований рифейских отложений Башкирского антиклинория по термобарогеохимическим данным.....	249
<i>Грановский А.Г., Зеленищikov Г.В.</i> Компенсационные прогибы в коллизионных структурах карбона Донецкого складчатого сооружения (Восточный Донбасс).....	253
<i>Гутак Я.М., Антонова В.А.</i> Палеогеографические реконструкции территории юга Западной Сибири для франского века (поздний девон)	255
<i>Давыдов Д.Н.</i> Фациальный контроль при прогнозе месторождений стекольных песков на примере междуречья Дон-Олым-Девича	257
<i>Данилко Н.К.</i> Литология терригенных пород-коллекторов оскобинской свиты западного склона Камовского свода	259
<i>Дара О.М., Козина Н.В., Гордеев В.В.</i> Новые данные о карбонатонакоплении в Каспийском море. Находка кутнагорита в южной котловине	261
<i>Демина Л.Л.</i> Оценка роли живого вещества в седиментации микроэлементов в геохимически различных районах океана	263
<i>Демина Л.Л., Дмитренко О.Б., Оськина Н.С.</i> Сравнительная оценка накопления микроэлементов в различных группах карбонатобразующих организмов в пелагических донных осадках Атлантического океана	265
<i>Дивина Т.А., Старосельцев В.С.</i> Динамика палеогеографических сред	267
<i>Дмитренко О.Б., Свальный В.Н.</i> Известковый нанопланктон как индикатор условий формирования карбонатных пелагических осадков	272
<i>Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Джен Х.</i> Реконструкция источников сноса позднедокембрийских метатерригенных пород Южного Улутау (Центральный Казахстан) по петрогеохимическим и изотопно-геохронологическим данным	275
<i>Дмитриевский А.Н., Волож Ю.А.</i> Бассейновый анализ (системный подход)	278
<i>Друщиц В.А., Садчикова Т.А.</i> Позднекайнозойское терригенное осадконакопление на шельфе Восточной Арктики.....	280
<i>Евдошук Н.И., Галко Т.Н., Кристаль А.Н.</i> Азово-Черноморский полигон изучения процессов и закономерностей формирования месторождений нефти и газа.....	283
<i>Егоров К.Н., Кошкарев Д.А.</i> Изотопно-геохимические индикаторы седиментационных и постседиментационных событий в нижнекарбонном коллекторе алмазов Муром-Ковинского алмазоносного района.....	286

<i>Еременко Н.М., Журавлёв А.В.</i> Литолого-генетическая типизация среднепалеозойских глубоководных отложений.....	290
<i>Ермолова Т.Е.</i> Седиментационные модели девонско-нижнекаменноугольных отложений Юрюзано-Сылвенской впадины.....	294
<i>Ескин А.А., Морозов В.П., Королёв Э.А., Кольчугин А.Н.</i> Каналы восходящей миграции флюидов в зонах заводнения карбонатных коллекторов турнейского яруса.....	298
<i>Ескин А.А., Морозов В.П., Королёв Э.А., Кольчугин А.Н.</i> Кристаллохимические особенности вторичных доломитов и закономерности их формирования.....	301
<i>Жабин А.В., Сиротин В.И.</i> О границе архея и протерозоя (по результатам электронно-микроскопического изучения кварца).....	305
<i>Жилина Е.Н.</i> Вещественно-структурные особенности продуктивных келловей-оксфордских отложений горизонта Ю ₁ северо-западной части Пудинского мегавала (Томская область).....	308
<i>Жуковская Е.А., Главнова Е.Н., Буторина М.А.</i> Тектоно-седиментационная модель как основа прогноза зон распространения трещинных коллекторов в карбонатных палеозойских отложениях Западно-Сибирской плиты (на примере Арчинского нефтегазоконденсатного месторождения).....	311
<i>Журавлев А.В., Попов В.В., Вевель Я.А.</i> Карбонатные турбидиты Кожимской внутришельфовой впадины на рубеже девона и карбона (Приполярный Урал).....	315
<i>Журавлева Л.М.</i> Два типа доломита овинпармского горизонта нижнего девона Варандей-Адзвинской структурной зоны.....	318
<i>Зайцев А.М.</i> Коллекторские свойства нижнепермских отложений северной части Колвинского мегавала.....	320
<i>Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г.</i> Опыт изучения черносланцевой формации (баженовская свита Западно-Сибирского бассейна).....	324
<i>Зинатуллина И.П.</i> Литолого-фациальные особенности терригенных пород-коллекторов визейского яруса западного склона Южно-Татарского свода.....	328
<i>Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.</i> О постседиментационных преобразованиях верхнепалеозойских осадочных отложений основных алмазоносных районов Сибирской платформы.....	332
<i>Зинчук Н.Н.</i> Об особенностях и палеогеографическом значении слюдистых образований в осадочных породах.....	336
<i>Зинчук Н.Н.</i> Специфика развития протерозойских и фанерозойских структур в центральной части Сибирской платформы.....	340
<i>Злобина О.Н.</i> Палеогеография нижнего мела севера Средней Сибири.....	344
<i>Зорина С.О.</i> Количественная оценка параметров аккомодации и седиментации в раннем мелу на востоке Русской плиты.....	346
<i>Зорина С.О., Афанасьева Н.И.</i> О «камуфлированной» пирокластике в осадочных толщах Русской плиты: методы изучения, механизмы преобразования.....	351
<i>Ибламинов Р.Г.</i> Минерагеодинамика калийного литогенеза.....	354
<i>Иванов М.К., Карнюшина Е.Е., Конюхов А.И., Керусов И.Н., Жаров А.Э., Бычков А.В., Волконская А.Л., Калмыков Г.А., Крылов О.В.</i> Литофациальный анализ позднемиоценовой толщи на шельфе северо-восточного Сахалина на основе геолого-геофизических, литологических и нефтегеологических данных.....	358
<i>Иванова А.В.</i> Роль постседиментационных процессов в эволюции соленых углей.....	361

<i>Ивановская А.В.</i> Закономерности битумопроявлений в породах кристаллического фундамента, корах выветривания, базальных отложениях венда юго-востока Сибирской платформы	364
<i>Ивлиев П.А., Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н.</i> К методике расчета относительных скоростей пелагической седиментации	367
<i>Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Бружес Л.Н.</i> Литолого-технологическое картирование залежей углеводородов как основа оптимизации процесса их разработки	370
<i>Изох О.П., Изох Н.Г.</i> Вариации изотопного состава углерода в франском осадочном бассейне Рудного Алтая, их связь с глобальными событиями верхнего девона	372
<i>Исаев Г.Д.</i> Биоседиментология — новое направление в естествознании и нефтяной геологии	375
<i>Исаев Г.Д., Алейников А.Н., Микуленко И.К., Аухатов Я.Г., Каячев Н.Ф.</i> Компоненты песчаных пород и фациальный анализ юрских акваторий Западно-Сибирской плиты	380
<i>Исаева Е.Р.</i> Типичные литологические особенности нефтегазоносных разрезов северо-восточной части Западно-Сибирской плиты на примере скважины Хикиглинская 1	384
<i>Исаева О.А., Бружес Л.Н., Вавилин В.А., Мартынова О.К., Медведев А.Ю.</i> Литолого-минералогическая характеристика и особенности порового пространства отложений пласта АВ ₁ ³ (группы «рябчик») Урьевского месторождения	388
<i>Исмаилова Г.Г., Зейналова Х.М.</i> Литолого-фациальные основы нефтегазоносности нижнеплиоценовых пород Южно-Каспийского бассейна	393
<i>Кадыров Р.И., Кулешов В.Н., Сунгатуллин Р.Х.</i> Литолого-геохимические особенности пермских эвапоритов востока Русской плиты	396
<i>Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А.</i> Особенности строения четвертичных отложений Усть-Одинского опорного разреза (верхний неоплейстоцен, Предбайкалье) по петромагнитным данным	400
<i>Казарина Г.Х., Свальнов В.Н.</i> Роль диатомовых водорослей в накоплении биогенного кремнезема и преобразовании современных осадков	403
<i>Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н., Скосарева Н.В.</i> Роль осадочных палеобассейнов в металлогении крупных геологических структур (на примере Сихотэ-Алиня)	407
<i>Калинина Т.А.</i> Гипергенные процессы в эвапоритовых толщах Прикамья	411
<i>Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Редин Ю.О., Рослякова Н.В.</i> Роль кор выветривания в осадочном рудогенезе	414
<i>Карнаухова Г.А.</i> Скорость осадконакопления и физические свойства донных осадков в ангарских водохранилищах	417