

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого
Российский фонд фундаментальных исследований
ФАНО России
Уральская секция Научного совета по проблемам литологии
и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ РАН



УНИКАЛЬНЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ ЧЕРЕЗ ПРИЗМУ ИХ РАЗНООБРАЗИЯ

Материалы 2-й Всероссийской школы студентов,
аспирантов и молодых ученых по литологии

Екатеринбург, 2016

УДК 552.5

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

Редколлегия: член-корр. РАН А.В. Маслов (председатель),
д.г.-м.н., проф. В.П. Алексеев, к.г.-м.н. М.Т. Крупенин, д.г.-м.н. Г.А. Мизенс,
д.г.-м.н. В.В. Бабенко, С.А. Сапурин, О.Ю. Мельничук,
к.г.-м.н. Л.В. Бадида (ученый секретарь)

Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия. Материалы 2-й Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. – Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2016. – 236 с.

ISBN

2-я Всероссийская школа студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии «Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия» подготовлена сотрудниками лаборатории литологии Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН и кафедры литологии и геологии горючих ископаемых Уральского государственного горного университета. Доклады лекторов Школы демонстрируют последние достижения в разрабатываемых ими направлениях. Они же дают «возможность посмотреть на корифеев» тем, кто часто только видит их фамилии в книжках и научных журналах или когда-то слышал их имена на лекциях. Сообщения участников Школы примерно соответствуют четырем направлениям: 1) Актуальные вопросы литологии Урала; 2) Актуальные вопросы литологии сопредельных с Уралом регионов; 3) Нефтегазовая литология; 4) Актуальные вопросы литологии других регионов России и стран СНГ.

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

**Проведение Школы и публикация материалов поддержаны грантом РФФИ
№ 16-35-10231 мол_г и ФАНО России**

ISBN

© Институт геологии и геохимии
УрО РАН, 2016
© Авторы статей, 2016
© Фото на обложке Г.Е. Маркова

ПРЕДИСЛОВИЕ

В г. Екатеринбурге в стенах Института геологии и геохимии УрО РАН и Уральского государственного горного университета начиная с 1994 г. регулярно раз в два года проводятся Уральские литологические совещания. И лишь однажды, в 2008 г. вместо традиционного Уральского совещания в стенах УГГУ прошло Всероссийское литологическое совещание.

В 2014 г. эта традиция получила развитие – совещание было дополнено 1-й Всероссийской школой студентов, аспирантов и молодых ученых и специалистов по литологии “Виртуальные и реальные литологические модели”, организованной при финансовой поддержке РФФИ и Уральского отделения РАН. В работе Школы приняли участие около 80 человек из Екатеринбурга, Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска, Казани, Сыктывкара, Перми, Уфы, Миасса, Тюмени, Когалыма, Ханты-Мансийска, Иркутска, Красноярска. Это были молодые литологи из научных и производственных организаций, сервисных и нефтегазодобывающих компаний, а также молодые специалисты, аспиранты, магистранты и студенты Уральского государственного горного университета, Казанского, Санкт-Петербургского, Новосибирского и Пермского университетов, Тюменского нефтегазового университета и ряда институтов РАН.

В программу Школы входили лекции ведущих литологов России и выступления молодых специалистов. При этом среди выступивших с лекциями были не только опытные литологии – доктора наук (А.И. Антошкина, Д.В. Гражданкин, М.И. Тучкова, В.Г. Кузнецов, А.В. Ступакова, В.В. Масленников, С.Б. Шишлов, Г.А. Мизенс, А.В. Маслов), но и аспирант Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН В. В. Марусин, который подробно рассказал собравшимся о стратиграфических и литологических аспектах палеоихнологического анализа. Лекция А.И. Антошкиной (ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) была посвящена рифовым постройкам и методам их изучения. В.Г. Кузнецов (РГУНГ, г. Москва) подробно представил собравшимся различные карбонатные формации, являющиеся природными резервуарами углеводородов. Д.В. Гражданкин (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск) рассказал о геобиологии и роли микроорганизмов в процессах седиментогенеза. Выступление М.И. Тучковой (ГИН РАН, г. Москва) было посвящено использованию минералогических, геохимических и геохронологических данных при создании моделей осадочных бассейнов. С.Б. Шишлов (СПбГУ, г. Санкт-Петербург) продемонстрировал возможности использования структурно-генетических моделей слоистых систем при изучении нефтегазоносных отложений различного возраста. А.В. Ступакова (МГУ, г. Москва) раскрыла собравшимся особенности использования виртуальных и реальных литологических моделей при изучении процессов формирования залежей нефти и газа. В лекции В.В. Масленникова (ИМин УрО РАН, г. Миасс) были рассмотрены процессы современного и древнего колчеданообразования в различных седиментационных бассейнах, а Г.А. Мизенс (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) рассказал об отложениях гравитационных потоков в современных и древних бассейнах.

В докладах молодых участников Школы затрагивались региональные литологические вопросы и проблемы нефтегазовой литологии, относящиеся как ко всей территории России (Русская платформа, Урал, Западная и Восточная Сибирь, Дальний Восток), так и к отдельным регионам Украины, Белоруссии и Казахстана. При этом авторы привели новые данные по объектам весьма широкого возрастного диапазона — от раннего протерозоя до четвертичного времени. Были проанализированы условия образования терригенных, карбонатных и эвапоритовых комплексов, рассмотрены вопросы палеогеографии, осадочной петрографии, минералогии и геохимии (в том числе изотопной). Большое внимание участниками Школы было уделено влиянию организмов на осадконакопление, осадочному рудообразованию, постседиментационным процессам, коллекторским свойствам резервуаров различного состава и процессам их формирования и преобразования.

Абсолютное большинство «школьников» продемонстрировало высокий профессиональный уровень, показали, что владеют как классическими литологическими, так и современными методами исследования, умеют анализировать полученные результаты, и, сле-

довательно, являются специалистами знающими и заинтересованными. По единодушному мнению «конкурсной комиссии», в состав которой входили семь профессоров различных вузов и городов, лучший доклад на тему «Концептуальная модель формирования карбонатных отложений вендского резервуара Восточной Сибири» сделала Светлана Квачко (ОО «РН КрасноярскНИПИнефть», г. Красноярск). Второе место было присуждено научным сотрудникам ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) – Наталье Писаревой и Ирине Вишневской, третье – аспирантке Горного института УрО РАН (г. Пермь) Татьяне Калининой и студенту Новосибирского государственного университета Николаю Бобкову. Был отмечен также доклад студента Национального минерально-сырьевого университета «Горный» (г. Санкт-Петербург) Кирилла Рязанова.

Участники Школы отметили высокий уровень ее организации и высказали пожелание проводить такие мероприятия в г. Екатеринбурге регулярно. Было подчеркнуто, что Школа по литологии, несомненно, послужит мощным стимулом роста интереса молодых специалистов к достижению высоких научных результатов и использованию в своих исследованиях самых передовых приемов и методов литологических исследований.

Приглашая известных отечественных специалистов-литологов выступить с докладами на 2-й Всероссийской школе по литологии, Оргкомитет преследует несколько целей. Во-первых, дать возможность старшим коллегам продемонстрировать молодежи свои последние разработки (доклады докторов геол.-мин. наук А.И. Антошкиной, Д.В. Гражданкина, Ю.О. Гаврилова, А.В. Дронова, В.Г. Кузнецова, М.Г. Леонова, В.П. Морозова, С.Б. Шишлова, О.В. Япаскурта, кандидатов геол.-мин. наук М.П. Арефьева, В.М. Горожанина, М.В. Лебедева, С.А. Пунановой, Е.О. Малышевой). Во-вторых, нам хочется дать возможность «воочию посмотреть на них и пообщаться» тем, кто часто только видит их фамилии в книжках и научных журналах или когда-то слышал их имена на лекциях. Это крайне важная компонента в научном процессе и передаче опыта старших в руки молодых. Не случайно, председатель Оргкомитета Школы член-корреспондент РАН А.В. Маслов любит вспоминать годы обучения в аспирантуре в Геологическом институте АН СССР, когда ему, приехавшему в Москву из Уфы, и знакомому только по книгам и статьям с такими корифеями отечественной литологии, как П.П. Тимофеев, А.Г. Коссовская, И.В. Хворова, В.Д. Шутов, В.И. Муравьев, В.Н. Холодов, Л.Е. Штеренберг, В.А. Дриц, Н.М. Чумаков, Б.М. Келлер, В.И. Копорулин, Б.В. Полянский, Ю.Г. Цеховский и другие, удалось увидеть их воочию.

Оргкомитет

**ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ
ВЕДУЩИХ ЛИТОЛОГОВ
РОССИИ**



РИФЫ И ДРУГИЕ КАРБОНАТЫ В БИОСФЕРЕ ПАЛЕОЗОЯ (НА ПРИМЕРЕ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА)

Антошкина А.И.

*Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, г. Сыктывкар,
Antoshkina@geo.komisc.ru*

В.И. Вернадский и большинство российских исследователей понимает под биосферой всю сферу развития жизни на Земле. Биосфера представляет собой единую открытую систему, состоящую из нескольких термодинамически тесно связанных между собой подсистем: тропосферы, гидросферы, верхней части литосферы и биоты. Взаимные связи внутри биосферы определяют тот факт, что значительные изменения в одной из ее подсистем быстро приводили к существенным изменениям в ряде других подсистем биосферные перестройки. Изменения глобального климата существенно изменяли структуру биосферы, состояние всех ее подсистем, скорость и направление происходящих в них процессов. Например, периоды гляциации и дегляциации отражались на стратификации, гидрохимии и минералогии океанских вод, на колебании глобального уровня моря, на проявлениях аноксии или расширении областей выветривания и привноса питательных веществ в морские бассейны и т.д. Палеонтологические и геологические объекты как важнейшие источники информации о былых состояниях биосферы являются во многих случаях уникальными.

Гео-биологическая эволюция, задокументированная в конкретных геологических телах, является результатом сложных сочетаний различных периодических процессов разного уровня. Периодические и непериодические внутренние и внешние факторы влияют на развитие экосистем по-разному, в зависимости от того, на каком уровне «зрелости» находятся экосистемы, какова их биотическая структура. Исследования карбонатных разрезов показали, что в палеозое формировались разнообразные по генезису, мощности и палеогеографическому распространению органогенные сооружения, разнообразные тепловодные и холодноводные карбонаты, карбонатные стяжения. Рифообразование представляет собой взаимосвязанное и взаимообусловленное единство биогеоценологических, лито- и морфогенетических факторов: таксономическое изменение авто- и гетеротрофного состава палеоценозов; иерархическое изменение структуры и геометрии построек; изменение фациального разнообразия породных комплексов и взаимообусловленность рифообразования тектоническим и климатическим факторами. При этом выявлено, что тот или иной тип каркасной структуры является отражением региональных и глобальных био-геологических событий в эволюции биосферы.

Согласно Е. Одум [1986], рифовая экосистема, как всякая другая экосистема, развивается по определенным законам – от начальных нестабильных состояний или стадий к более стабильным, что определяется своеобразной сукцессией, когда закономерная смена биоценозов во времени не связана с эволюционными изменениями видов. Это означает, что сукцессия происходит в результате изменений сообществом физической среды и взаимодействий, т.е. она контролируется сообществом, хотя физическая среда определяет характер и скорость изменения, а также пределы развития. Отсутствие внешних стрессовых факторов представляет собой направленный и предсказуемый процесс сукцессии рифовой экосистемы, выражающейся следующей последовательностью стадий: начальные (пионерные) – стабилизация и колонизация сменяются зрелыми (климаксные) – диверсификация и доминантная.

По данным многочисленных исследований, факторы стресса в ископаемых рифах распознаются по следующим признакам: 1) ограниченные размеры и незначительная мощность; 2) отсутствие барьеров, обрамляющих рифов и массивных рифовых банок крупных размеров; 3) отсутствие зональности в пределах рифа; 4) низкое разнообразие видов, семейств, трофических уровней и монотипность рифов; 5) мелкие размеры колониальных видов;

б) замещение нормальной рифовой биоты видами, переживающими стрессы (цианобактерии, водоросли, мшанки); 7) преобладание иловых (микробиальных) холмов над каркасными скелетными компонентами/структурами; 8) остановка экологической сукцессии, доминирование пионерных видов (цианобактерии, красные и зеленые водоросли, губки, мшанки) и обстановки эвтрофикации.

Вопрос о проявлении абиогенных процессов, приводящих либо к полному преобразованию рифовых экосистем палеозоя Урала, либо к их онтогенетической деградации, до настоящего времени обсуждается в свете глобальной корреляции этапов становления и исчезновения рифов как индикаторов крупных геологических событий. Органогенные сооружения региона исследований сопоставляются в общих чертах с аналогичными органогенными постройками других регионов мира. Однако североуральские палеозойские биогенные каркасы имеют палеоэкологические особенности, являющиеся чрезвычайно выразительными и, возможно, уникальными, требующими особого рассмотрения для выяснения их участия в эволюции рифовых экосистем, биогеографии палеозоя и как отражение тектонической истории Палеоуральского океана, Печорской плиты и глобальных биосферных событий.

В позднем ордовике-раннем девоне Тимано-Североуральского региона рифовые экосистемы образовывали зрелые и фациально-дифференцированные рифовые сооружения на окраине карбонатного шельфа, мощность которых достигала 1000 м. В течение раннего палеозоя их рост прерывался эвстатическими падениями уровня моря, сопровождавшимися биотическими и изотопными событиями, проявлением аноксичных условий и гумидизацией климата. Например, к глобальным геотектоническим факторам стресса в раннем палеозое, влиявшим на химизм вод и океанскую циркуляцию и соответственно на эволюцию североуральских рифов, относятся следующие: закрытие палеоокеана Япетус, открытие вокруг палеоконтинента Балтики Палеоуральского и Палеоазиатского океанов. Столкновение палеоконтинентов Балтики и Лаврентии увеличили области эрозии и поступление питательных веществ, т.е. нарушало олиготрофность морских вод. Периодическая активизация блоков фундамента Печорской плиты по древним разломам существенно меняла палеорельеф дна морей. Формирование покровных оледенений на Гондване вызывали глобальные регрессии (поздний ордовик, ранний и возможно поздний силур) и события массовых вымираний, что приводило к временному прекращению роста рифов. Последующие глобальные трансгрессии в начальной фазе проявлялись возникновением эвксинных условий, пагубно влиявших на рифовую экосистему. Установлено, что в отличие от других одновозрастных рифов крупные биосферные события не приводили в уральских рифовых экосистемах к глобальным экологическим перестройкам, что связано с широким распространением в них пионерных сообществ. Это означает, что раннепалеозойские рифовые экосистемы формировались фактически в условиях частых биосферных стрессов разного ранга (глобальных и региональных).

В позднем девоне-раннем карбоне рифовые экосистемы пионерных стадий формировали каркасные структуры типа микробиальных холмов мощностью до 400–600 м на окраинах внутришельфовых изолированных карбонатных платформ и отмелей. В среднем карбоне-ранней перми – рифовые экосистемы, достигавшие стадии диверсификации, строили каркасы крупных органогенных структур типа скелетных холмов мощностью до 330 м на склонах внутри- и окраинношельфовых поднятий. Для позднепалеозойских рифовых экосистем факторами стресса являлись: закрытие Палеоуральского и Палеоазиатского океанов, процессы инверсии на Печорской плите, похолодание в фамене, крупное похолодание в позднем карбоне-ранней перми. Последние биосферные события вызвали обмеление эпиконтинентальных морей, что соответственно увеличивало области эрозии и интенсивное поступление питательных веществ, определившие исключительную мезотрофность вод. Формирование Предуральского краевого прогиба в батимальной области континентальной окраины фиксировалось деформацией окраины Европейской платформы и развитием органогенных построек разного типа, обусловленное расчлененностью дна бассейна и образова-

нием внутришельфовых областей мелководной карбонатной и относительно глубоководной кремнисто-глинисто-карбонатной (с проявлением аноксидных обстановок) седиментации. Активное участие в условиях стресса микробиальных сообществ и кальцимикробов в рифовых экосистемах позднего палеозоя Тимано-Североуральского региона проявилось в формировании крупных микробиальных и маломощных иловых холмов, а также в широком распространению биологических индуцированных крустификационных цементов в скелетных холмах. Подобные структуры, называемые биоцементолитами, широко распространены в органогенных сооружениях разных регионов мира, что связывают также с изменением минералогии океанских вод [Flügel, 2004].

Именно стрессами, нарушавшими нормальный ход сукцессии рифовых экосистем, объясняется прерывистость в целом палеозойского рифообразования на западном склоне Урала. Вся история палеозойского рифообразования дает возможность говорить о том, что периодичность гео-биосферных процессов и явлений есть необходимое свойство их существования и развития, тем самым, обуславливается дискретность рифовых сообществ и собственно рифообразования, эволюцию которых можно рассматриваться лишь в рамках глобальных изменений [Антошкина, 2010].

Другие типы органогенных тел под названием карбонатных «холмов» и пологих холмообразных построек установлены в разрезах нижнего карбона в Московской синеклизе. Визейские постройки первого типа приурочены к песчано-глинистому комплексу тихвинской свиты, имеют размеры от 2×3 до 2.5×7 м и **видимую мощность 1.5 м. Второй тип построек** серпуховского возраста мощностью до 0.7 м отмечается в известняках угловской свиты. Карбонатные тела то относили к рифогенным образованиям из-за присутствия скелетной колониальной фауны, то отвергали из-за отсутствия биогермных структур. В настоящее время эти карбонатные тела рассматривают как карбонатные постройки микробиального генезиса [Бигун и др., 2014]. Состав пород и последовательность залегания холмов позволила считать их как образования цианобактериальных матов, сформировавшихся в условиях супралиторальной зоны. Различия в минеральном составе карбонатов объясняются тем, что во время формирования визейских известняковых «холмов» существовал гумидный климат. В серпуховском веке климат сменился на аридный, что повлияло на преобладание седиментационно-диагенетических доломитов в пологих холмовидных постройках.

Своеобразные карбонатные тела или карбонатные стяжения в виде разнообразных ооидных или конкреционных образований отмечаются в карбонатных и терригенных разрезах палеозоя разных регионов мира. Обратим внимание на мелкие карбонатные стяжения ооиды, размер которых может колебаться от микроскопического до первых сантиметров. Термин «ооиды» применяется для карбонатных округлых образований, нечётко выраженных бобовин, а также для оолитов лишь со слабо намечающимися единичными концентриями, и рассматриваются как важный фактор для микрофациального анализа [Flügel, 2004]. Особый интерес для изучения этих микроконкреций вызвала установленная Э.Л. Кальковским в начале прошлого века ассоциация ооидов со строматолитами, приуроченная к границе перми и триаса, сопровождавшаяся крупным событием массового вымирания. Он же при изучении ооидов в этой ассоциации впервые диагностировал их микробиальный генезис.

Выявление в нижнепалеозойских разрезах Тимано-Североуральского региона ооидов, ассоциирующих со строматолитами или строматолитоподобными микробиальными образованиями, вызвало интерес к изучению разрезов, где эта ассоциация также встречается. В результате была выявлена тесная взаимосвязь и взаимозависимость их происхождения в специфических палеоэкологических условиях, свидетельствующих о переломных моментах в гидрохимии морского бассейна и структуре бентосных экосистем. Они вызвались региональными и глобальными тектоническими событиями, колебаниями климата и глобальными эвстатическими падениями уровня моря в результате оледенений в палеозойской истории Земли. Мелководный водоём даже при малых колебаниях уровня вод способствовал выводу отложений в вадозно-фреатические обстановки и нарушению водообмена в отдельных его

участках. Это вызывало оккупацию тиховодных водоёмов микробиальными организмами и образование аноксичности вод, распространение преимущественно эврифациальных и эвригалинных организмов, присутствие фрамбоидального пирита [Антошкина, 2015].

Среди карбонатных конкреций наиболее широким распространением пользуются сидеритовые конкреции. Существует много публикаций о присутствии сидеритовых пластов и конкреций в терригенных толщах разного возраста, особенно мезозойских. На генезис карбонатов конкреций не имеется единого мнения. Одни исследователи относят их к продуктам, возникшим химическим путем, другие – биохимическим. Исследования сидеритовых конкреций в нижнекаменноугольной терригенной толще на Приполярном Урале показало присутствие в них бактериоморфных структур и широкое распространение фрамбоидальных и октаэдрических форм пирита, ассоциированных с бактериальными микроколониями разных размера и структуры. Изотопно-геохимическое изучение выявило существенную роль бактериального органического вещества в раннедиагенетическом карбонатном минералообразовании в условиях варьирования солености вод от опресненно-солончатых до нормально соленых. Установленная в конкрециях нетипичная для осадочных пород специфичная ассоциация сульфидов, сульфоселенидов и теллуридов позволяет предполагать влияние придонных газо-флюидных высачиваний, способствующих насыщению осадков метаном и обильному появлению бактериальных колоний [Антошкина, Рябинкина, 2015]. Бактерии использовали в качестве донора минеральный материал глинистых осадков, следствием чего и стало массовое образование конкреционного и пластового сидерита. Все это позволяет считать нижнекаменноугольные сидеритовые конкреции бактериолитами, образование которых происходило в бассейне с нормально-морской фауной, на стадии сингенеза и раннего диагенеза. Высачивание в донные осадки метана приводило к локальному опреснению иловых вод, некоторому сероводородному заражению и интенсивному развитию элементоспецифических бактерий.

Данные по палеозойским сидеритам позволяют сделать некоторые выводы по их геологической специализации. Они приурочены к терригенной толще в окраинном мелком море, образовавшемся при начавшемся закрытии с восточной окраины Палеоуральского океана. Согласно В.Н. Пучкову [2010], на территории севера Урала складчато-надвиговые коллизионные деформации начались в турне-раннем визе. Внутри Печорской плиты Печоро-Колвинский сложный авлокоген инверсировался в виде нескольких валов и разделяющих их желобов под влиянием уральских орогенных напряжений в карбоне. Активные тектонические процессы, как правило, сопровождались и сопровождаются распространением гидротермальных и газо-флюидных проявлений. Подобный факт хорошо документируется в придонных осадках современной рифтогенной структуры озера Байкал, где формирование бактериальных сидеритов происходит при активном метанотрофном высачивании [Крылов и др., 2008]. Образование конкреций разного минерального состава также зафиксировано в прибрежных отложениях Черного моря [Леонова и др., 2015], которое, как известно, представляет собой арену современных активных тектонических подвижек морского дна.

И, наконец, своеобразные холодноводные карбонаты установлены в разрезах ордовика Балтоскандии, Тунгусской синеклизы (по работам А.В. Дронова с коллегами), отмечаются на Северо-Американской платформе [Holland, Patzkowsky, 1996 и др.]. Такие карбонаты представлены разнообразными биокластовыми известняками, диагностируемыми как штормовые образования – темпеститы, имеют небольшие мощности в пределах первых десятков и относятся к некомпенсированным отложениям. Верхнеордовикские холодноводные биокластовые известняки Ленинградской области можно проследить почти на 250 км вдоль восточного борта Балтийско-Ладожского клинта. В флоском-сандбийском ярусах ордовика Балтоскандии холодноводные карбонаты содержат глинистый компонент, обилие глауконита и многочисленные хардграунды [Dronov, Rozhnov, 2007]. В верхнем ордовике Тунгусского бассейна Сибирской платформы чертовской, баксанский, долборский, нирундинский и бурский горизонты представлены холодноводными карбонатами. Харак-

терной особенностью этих карбонатов является переслаивание биокластовых известняков с зеленовато-серыми или вишнево-красными алевролитами. По мнению А.В. Дронова [Dronov, 2013], похолодание, характеризуемое широким распространением холодноводных карбонатов (как результат влияния апвеллинга) на Сибирской, Европейской и Североамериканской платформах, стартовало в разное время, но на поздних стадиях совместились, что возможно и привело к глобальному похолоданию в конце ордовика.

Рассмотренные выше некоторые примеры палеозойских карбонатных образований разного генезиса показывают насколько важно при расшифровке генезиса геологических тел, особенно карбонатных, учитывать все биосферные факторы: изменения климата, взаимоотношение континентальных и морских областей, минеральный состав вод, региональные и глобальные тектонические процессы, оказывающие влияние и определяющие именно специфику тех или иных карбонатных образований.

Литература

- Антошкина А.И.* Рифы в гео-биосферной системе // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 9 (2). С. 2–4.
- Антошкина А.И.* Ассоциации ооидов и строматолитов – стресс для бентосных экосистем // Известия вузов. Геология и разведка. 2015. № 3. С. 19–25.
- Антошкина А.И., Рябинкина Н.Н.* Роль газо-флюидных высачиваний в формировании нижнекаменноугольных сидеритовых конкреций на Приполярном Урале // Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2015. С. 29–31.
- Бигун И.В., Тугарова М.А., Платонов М.В., Кузьмина Л.П.* Карбонатные микробиолиты нижнего карбона северо-западного крыла Московской синеклизы // Региональная геология и металлогения. 2014. № 57. С. 63–71.
- Крылов А.А., Хлыстов О.М., Земская Т.И., Хинами Т., Хачикубо А., Шоджи Х., Кида М., Погодаева Т.П., Наудтс Л., Поорт Д.* Формирование аутигенных карбонатов в грязевых вулканах озера Байкал // Геохимия. 2008. № 10. С. 1051–1062.
- Леонова Л.В., Симакова Ю. С., Кузьмина Л.Ю., Рябова А.С., Борич С.Э., Главатских С.П., Червяцова О.Я.* Современные конкреции: минералогическое исследование и экспериментальный подход. Часть 1. Песчаниковые обособления с бактериальным карбонатным цементом (п. Волна, Краснодарский край) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 9. С. 11–17.
- Одум Е.* Основы экологии. М.: Мир, 1986. Т. 1. 328 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Dronov A.* Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2013. V. 389. P. 87–95.
- Dronov A., Rozhnov S.* Climatic changes in the Baltoscandian basin during the Ordovician: sedimentological and palaeontological aspects // Acta Palaeontologica Sinica. 2007. V. 46 (Suppl.) P. 108–113.
- Flügel E.* Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin: Heidelberg-Springer-Verlag, 2004. 976 p.
- Holland S., Patzkowsky M.* Sequence stratigraphy and long-term paleoceanographic changes in the Middle and Upper Ordovician of the eastern United States // Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton. В. Witzke, G. Ludvigson, J. Day (Eds). GSA Special Paper 306. GSA, Boulder, CO. 1996. P. 117–130.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ПЕРЕСТРОЙКА В СВЕТЕ ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ТРЕНДОВ

Арефьев М.П.

Геологический институт РАН, г. Москва, Музей естественной истории Свято-Алексиевской Пустыни, Ярославская область, mihail-3000@inbox.ru

Постказанские пермо-триасовые отложения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) слагают красноцветную формацию суммарной мощности более 500 м, которая расчленена на уржумский, северодвинский, вятский ярусы пермской системы и индский, оленекский ярусы триасовой системы Общей стратиграфической шкалы России (ОСШ). Согласно решениям XVIII Международного конгресса по каменноугольной и пермской системам (Казань, 2015 г.) это наиболее представительная в мире серия, накопившаяся на рубеже пермского и триасового периодов в континентальных обстановках. Детальная характеристика данных отложений позволяет воссоздать палеогеографические нюансы развития региона на рубеже перми и триаса, реконструировать цепь причинно-следственных связей позднепермского экологического кризиса в континентальных экосистемах, проанализировать процесс выхода континентальной биоты из кризиса, связать выявленные процессы с глобальной экосистемной перестройкой, охватившей Землю на рубеже перми и триаса.

Изученная территория ВЕП на рубеже пермского и триасового периодов находилась в средних широтах северного полушария (около 30° – 50° с.ш.) около центральной части лавразийской части Пангеи [Игнатьев, 1996; <https://www2.nau.edu/rcb7/mollglobe.html>]. Основная часть изученной территории (восточная часть Московской синеклизы, МС) находилась на равном удалении от ближайших горных систем. К северо-западу располагался Фенноскандинавский комплекс, объединяющий Скандинавские горы каледонского эпохи и Балтийский кристаллический щит. На северо-востоке поднимался Уральский ороген. Уральские горы простирались с северо-запада на северо-восток в пермо-триасовых координатах. По некоторым данным на рубеже перми и триаса они испытали орогенетическую активизацию и в начале индского времени представляли собой высокогорную систему альпийского типа, покрытую ледниками [Пучков, 2000; Твердохлебов, 1966]. На рубеже перми и триаса изученная территория развивалась в режиме компенсированного прогиба. В пермское время осадочный материал поступал на территорию МС со стороны Фенноскандии и Урала, в триасовое время преимущественно со стороны Урала [Строк, Трофимова, 1976; Арефьев и др., 2011]. Соответственным образом реконструируется направление основного речного стока. В пермское время территория МС находилась в области разгрузки речных систем обоих питающих провинций, в триасе доминировала уральская речная система.

Изученные отложения характеризуются отчетливой цикличностью, которая задается ритмичным чередованием различных пород. Пермские отложения МС и Волго-Уральского региона представлены чередующимися карбонатными и терригенными пачками. Карбонатные пачки сложены светло-серыми известняками, мергелями, доломитами и карбонатными глинами, терригенные отложения – песчаными и красноцветными алевро-глинистыми породами, часто преобразованными палеопочвенными процессами. Триасовые отложения МС и прилегающих районов в основном представлены терригенными отложениями – песчаными русловыми и алевро-глинистыми пойменными породами с многочисленными палеопочвами. В терригенных отложениях широко распространены многочисленные поверхности эрозии: в основании крупных русловых врезов, в кровле палеопочв, в кровле алевро-глинистых брекчий. Эрозионные поверхности предлагается использовать для выделения циклитов I порядка (подробнее см. в материалах 11 Уральского литологического совещания).

Осадочные карбонаты и почвенные карбонатные нодулы, отобранные по всему разрезу, были проанализированы на изотопный состав углерода и кислорода. Анализы позволили получить относительно исчерпывающую изотопно-геохимическую характеристику ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) всей формации.

Характеристика уржумского яруса была получена в Монастырском овраге (опорный разрез уржумского и северодвинского ярусов) в Казанском Поволжье. В основании уржумских отложений вблизи их границы с морскими породами казанского яруса в осадочных карбонатах установлено снижение значений $\delta^{13}\text{C}$ до -3.8‰ PDB и высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ ($\sim 31\text{‰} \dots 34\text{‰ SMOW}$) [Арефьев, Силантьев, 2014]. Низкие величины $\delta^{13}\text{C}$ могут указывать на глобальный негативный экскурс $\delta^{13}\text{C}$, известный в переходном интервале от роудского яруса к вордскому Международной стратиграфической шкалы (МСШ) [Nishikane et al., 2014; Metcalfe et al., 2015 со ссылкой на Birgenheier et al., 2010; Buggisch et al., 2011]. Обогащение континентальных карбонатов тяжелым изотопом ^{18}O ($> 31\text{‰ SMOW}$) указывает на интенсивные процессы эвапоритизации [Leng, Marshall, 2004; Ферронский, Поляков, 2009]. На основании этих данных в начале уржумского века реконструируются относительно высокие палеотемпературы, которые вызывали эвапоритизацию мелководных реликтовых бассейнов, сохранившихся после регрессии казанского моря.

Выше в основной части уржумского яруса значения $\delta^{13}\text{C}$ увеличиваются, варьируя в пределах $-2\text{‰} \dots 1\text{‰}$. Величины $\delta^{18}\text{O}$ совершают ритмичные колебания, снижаются до 22.3‰ , затем увеличиваются до максимально высоких $33\text{‰} \dots 35\text{‰}$, после чего снижаются до значений меньше $24\text{‰} \dots 25\text{‰}$ и снова увеличиваются до $33\text{‰} \dots 35\text{‰}$ и т.д. Данные колебания интерпретируются как следствие температурных флуктуаций. Поскольку похолодание сопровождается в континентальных карбонатах обеднением тяжелым изотопом ^{18}O [Leng, Marshall, 2004; Ферронский, Поляков, 2009], низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ указывают на снижение температуры. Предполагается, что это вызывало гумидизацию, активизацию речного стока, опреснение, повышение скорости терригенной седиментации и приводило к максимально широкому развитию аэральных равнин. Высокие величины $\delta^{18}\text{O}$ указывают на потепление, когда в озерах возобновлялась эвапоритизация, карбонатное осадконакопление, в почвах формировались педогенные карбонаты, обогащенные изотопом ^{18}O . Поскольку минимальные величины $\delta^{18}\text{O}$ ассоциируются с границами циклитов, выделенных по седиментологическим признакам, цикличность отложений, видимо, подчинялась температурным колебаниям.

На фоне ритмичных колебаний величин $\delta^{18}\text{O}$ реконструируется влияние глобальных температурных флуктуаций. Они фиксируются по изменениям минимальных и максимальных значений $\delta^{18}\text{O}$ в циклитах. Первое существенное снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ выявлено в середине уржумского яруса ($22.3\text{‰} \dots 34.6\text{‰}$ в осадочных карбонатах, $20.9\text{‰} \dots 35.0\text{‰}$ – в педогенных). Выше отмечено обогащение осадочных карбонатов тяжелым изотопом ^{18}O , что указывает на потепление. Под кровлей уржумских отложений наблюдается второе существенное снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ ($22.6\text{‰} \dots 29.9\text{‰}$ в осадочных карбонатах, $23.3\text{‰} \dots 32.3\text{‰}$ – в педогенных). Снижения величин $\delta^{18}\text{O}$ указывают на средне- и позднеуржумское похолодания, совпадающие с оледенением P3 в Гондване. По последним представлениям данное оледенение фиксируется от первой половины роудского (казанского) до начала кептенского (раннесеверодвинского) яруса [Metcalfe et al., 2015; Frank et al., 2015]. Выше в нижнесеверодвинском подъярусе отмечено новое обогащение осадочных карбонатов тяжелым изотопом ^{18}O , которое интерпретируется как следствие потепления.

На рубеже нижнего и верхнего северодвинского подъярусов обнаружены максимально высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в интервале от нижнеказанских до раннеоленинских отложений (до 5.8‰) [Arefiev et al., 2015a]. Этот уровень согласуется с глобальным геохимическим событием Kamura, которое выделено по высоким значениям $\delta^{13}\text{C}$ в морских разрезах и интерпретируется как следствие увеличения биопродуктивности морских экосистем в результате похолодания [Isozaki et al., 2007a, 2007b]. По последним данным, событие Kamura совпадает с началом гондванского оледенения P4 [Fielding et al., 2008; Isozaki et al., 2011; Kofukuda et al., 2014], которое началось в конце кептенского века [Davydov et al., 2016]. Высокие значе-

ния $\delta^{13}\text{C}$ были установлены в середине северодвинского яруса в Казанском Поволжье и в северо-восточной части МС в гипостратотипе татарского отдела в бассейнах рек Сухоны, Юга и Сев. Двины. В обоих разрезах событие Камуга ассоциируется с резким снижением $\delta^{18}\text{O}$ (в бассейне р. Сухоны до 22.3‰ в осадочных и до 22.2‰ в педогенных карбонатах) [Arefiev et al., 2015a], что в свою очередь хорошо согласуется с похолоданием. Таким образом, в середине северодвинского яруса фиксируется начало нового глобального похолодания. Во второй половине северодвинского века отмечен короткий эпизод обогащения осадочных карбонатов тяжелым изотопом ^{18}O , указывающий на незначительное потепление.

В основании нижнего вятского подъяруса (вучапинский ярус МСШ) в бассейне р. Сухоны установлено дальнейшее снижение минимальных и максимальных величин $\delta^{18}\text{O}$ (23.0...25.8‰ в осадочных карбонатах, 20.7...26.1‰ – в педогенных, обнажение Климово) [Arefiev et al., 2015b]. Данный интервал продолжает коррелироваться с гондванским оледенением Р4, характеризуется активизацией рек Уральской питающей провинции и широким развитием аллювиальных фаций. Во второй половине нижневятского подъяруса выявлены карбонаты, обогащенные изотопом ^{18}O (24.0...29.1‰ в осадочных карбонатах, 23.0...30.3‰ – в педогенных), что указывает на значительное потепление. Начало потепления совпадает с окончанием оледенения Р4.

Верхний вятский подъярус (чансинский ярус МСШ) характеризуется новым прогрессирующим снижением значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в осадочных и педогенных карбонатах. Здесь выделено три самостоятельных стратиграфических уровня в ранге горизонта, которые соответствуют трем циклитам. В них последовательно снижаются значения $\delta^{18}\text{O}$ в осадочных (23.2...26.6‰, 23.1...26.5‰, 21.1‰) и в педогенных (21.3...25.8‰, 20.8...27.8‰, 20.6...22.4‰) карбонатах [Arefiev et al., 2015b]. На основании этих данных в поздневятском веке реконструируется прогрессирующее похолодание. Оно коррелируется с новой активизацией Уральской питающей провинции, с резким увеличением мощности русловых отложений, с распространением в их основании гравелитов с уральскими кремнями. Уровень отвечает глобальному чансинскому похолоданию в морских отложениях [Chen et al., 2013].

Под кровлей вятского яруса выявлены низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ в осадочных (–8.8‰, Недуброво) и в педогенных (–6.5‰, Недуброво) карбонатах [Арефьев и др., 2015]. Они коррелируются с негативным экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ под кровлей чансинского яруса в стратотипе границы перми и триаса в разрезе Мейшань, который указывает на событийный уровень позднепермского экологического кризиса [Takahashi et al., 2010]. Пик позднепермского вымирания фиксируется после глобального чансинского похолодания, сменившегося потеплением.

На рубеже перми и триаса фиксируется обогащение карбонатов тяжелым изотопом ^{18}O , что указывает на потепление, как это наблюдается в морских разрезах [Арефьев и др., 2015]. Однако в индских отложениях значения $\delta^{18}\text{O}$ демонстрируют относительно слабые колебания в пределах 22...25‰. Если руководствоваться этими абсолютными значениями, максимальные индские температуры не превышали температурный фон поздневятского времени. Это противоречит изотопным данным в морских разрезах. В биогенном апатите конодонтов в бассейне Nanpanjiang (южный Китай) и в разрезе Мейшань на рубеже перми и триаса значение $\delta^{18}\text{O}$ резко снижается примерно на 4‰ [Sun et al., 2012; Chen et al., 2016], что может указывать на существенное потепление, диапазон которого можно оценить в 15 °С. На территории ВЕП по изотопным данным потепление на границе эр протекало в режиме обычного перехода от одного циклита к другому. Это противоречие выглядит очень неожиданно, поскольку пермская часть изученной формации ВЕП по изотопным данным хорошо согласуется с климатическими трендами, выявленными в морских разрезах.

В чем может таиться причина обнаруженного противоречия? Изотопная характеристика ВЕП может более объективно отражать палеоклиматическую перестройку рубежа перми и триаса. Но если допустить, что при формировании триасовых карбонатов сказались дополнительные факторы, можно рассмотреть следующий механизм существенного изменения изотопного состава кислорода в изученных карбонатах.

В пермских отложениях ВЕП изотопная характеристика была получена для осадочных и педогенных карбонатов. Эти данные хорошо соответствуют друг другу и вполне согласуются с выводами, полученными для морских разрезов. Совпадение колебаний $\delta^{18}\text{O}$ по осадочным и педогенным карбонатам очень важно. На территории МС осадочные карбонаты формировались в зоне влияния Фенноскандинавской питающей провинции, а педогенные с конца северодвинского века в зоне влияния Уральской. Если бы одна из двух провинций развивалась в аномальном режиме, это должно было бы отразиться на изотопном составе речных вод и, в конечном итоге, на изотопном составе тех или иных типов карбонатов ВЕП. Синхронные изменения в изотопном составе осадочных и педогенных карбонатов скорее свидетельствуют о стабильном развитии в конце пермского периода изученных районов ВЕП, ее северо-западного и восточного обрамления. Палеогеографические изменения происходили здесь, по всей видимости, без резких колебаний и отражали в первую очередь глобальные палеоклиматические изменения. Существенное усиление влияния Уральской провинции начинается на территории МС со второй половины вятского века. Но усиление уральского стока в это время хорошо согласуется с изотопными данными не только педогенных, но и осадочных карбонатов, и с глобальным чансинским похолоданием, которое должно было вызвать гумидизацию горной области.

В триасовых отложениях изотопный состав кислорода и углерода был исследован преимущественно в педогенных карбонатах. Накопленные данные позволяют говорить о закономерном распределении значений $\delta^{18}\text{O}$ на территории ВЕП. В ранне- и позднеиндских отложениях МС средние значения $\delta^{18}\text{O}$ снижается в восточном направлении примерно на 1‰ на расстоянии 150–200 км. Подобная закономерность с более широким шагом фиксируется в нижнеоленинских отложениях.

Снижение величин $\delta^{18}\text{O}$, скорее всего, было вызвано закономерным обеднением в восточном направлении метеорной воды тяжелым изотопом ^{18}O . В средних широтах северного полушария преобладает западный ветер, перемещающий воздушные массы с запада на восток (Власова и др., 2008; Прох, 1983). Подобная закономерность, скорее всего, была характерна для пермо-триасового времени. То есть триасовые метеорные осадки должны были поступать на изученную территорию с запада. Основным источником водяного пара в вятское – индское время реконструируется в акватории океана Панталасса к западу и северу от северной части современной Северной Америки. Предполагается, что западный ветер переносил водяной пар, собиравшийся над океаном, на восток через северную окраину современной Северной Америки, через территорию Гренландии, Северную и Восточную Европу в сторону Урала (<https://www2.nau.edu/rcb7/mollglobe.htm>). Часть водяного пара вовлекалась в воздушный поток над морем, затопившим северную окраину Северной Америки, над морем цехштейна в акватории современного Северного моря и над морем, располагавшимся севернее.

Прохождение воздушных масс над большими территориями суши должно было сопровождаться выпадением осадков. Из атмосферного водяного пара должна была выпадать вода, в первую очередь обогащенная тяжелым изотопом ^{18}O . В результате при прохождении над ВЕП водяной пар должен был обедняться изотопом ^{18}O . Осадки более восточных районов должны были характеризоваться более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, чем в западных. Около Урала они должны были отличаться самыми низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$. Изотопный состав этой метеорной воды должен был отражаться на изотопном составе педогенных карбонатов. То есть закономерное снижение значений $\delta^{18}\text{O}$, выявленное в раннетриасовых почвах МС, вполне подчиняется описанному процессу.

Кроме того, снижение $\delta^{18}\text{O}$ в метеорных осадках наблюдается в горных районах с увеличением высоты, что тоже отражается на изотопном составе местных педогенных карбонатов [Peters et al., 2013]. Аналогичная ситуация должна была наблюдаться на Урале на рубеже пермского и триасового периодов. В итоге наиболее высокогорные гумидные зоны Урала должны были характеризоваться самыми низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ осадков по сравнению с ВЕП.

В результате описанных процессов с Уральских гор на территорию ВЕП могла поступать вода с очень низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$. Если на Урале существовали высокогорные зоны, то при высокой скорости местных рек и при широкой площади их паводкового разлива изотопный состав кислорода воды высокогорного происхождения мог существенно влиять на изотопный состав кислорода карбонатов почв, формировавшихся в равнинных пойменных обстановках [Иноземцев, Таргульян, 2010; Арефьев, Кузнецова, 2009]. Неожиданно низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ индских почвенных карбонатов могут, таким образом, свидетельствовать, что эти карбонатные новообразования формировались при участии речной уральской воды, обедненной тяжелым изотопом ^{18}O . Для их формирования было необходимо регулярное обильное поступление уральской воды в объемах, превышавших местные метеорные осадки. Поскольку в индском веке вся территория МС попала в зону влияния Уральской питающей провинции [Строк, Трофимова, 1976; Арефьев и др., 2011], очень вероятно, что в это время, действительно, распространились обширные паводковых зоны, затоплявшиеся уральской водой. В результате могли формироваться педогенные карбонаты с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, что слабо отражало глобальное раннеиндское потепление. Однако такой механизм был возможен в том случае, если на Урале после мощной орогенетической активизации на границе перми и триаса установился высокогорный режим.

При переходе к оленекскому ярусу существенных колебаний значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ не наблюдаются. На границе индских и нижнеоленекских отложений отмечено незначительное обеднение тяжелым изотопом ^{18}O , а в обнажении Шилиха (р. Ветлуга) даже незначительное обогащение им. Эти данные снова противоречат сведениям из морских разрезов, где на рубеже индского и оленекского ярусов по апатиту конодонтов отмечено достаточно существенное возвратное похолодание [Sun et al., 2012]. Однако в раннеоленекских отложениях МС (рыбинский горизонт) описаны отложения крупного морского залива, который затопил западную и центральную области региона [Арефьев, 2009]. Основным источником воды для восточной части синеклизы в этих условиях могли стать метеорные осадки, формировавшиеся из водяного пара над заливом и в более мористой западной акватории. Без длительного перемещения воздушных масс в восточном направлении этот водяной пар оставался обогащен тяжелым изотопом ^{18}O . Соответственно, педогенные карбонаты также могли обогащаться тяжелым изотопом ^{18}O , что слабо отражало раннеоленекское похолодание.

В нижнеоленекском ярусе (рыбинский, слудкинский и усть-мыльский горизонты) величины $\delta^{13}\text{C}$ варьируют в пределах $-7...-4\%$, значения $\delta^{18}\text{O}$ в пределах $21.5...25\%$. Значительные изменения в изотопном составе углерода и кислорода выявлены в верхнеоленекском подъярусе (федоровский и гамский горизонты), где величины $\delta^{13}\text{C}$ снижаются до -14.0% , $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются до 28.3% . Несколько колебаний в сторону обеднения и обогащения изотопного состава кислорода изотопом ^{18}O , видимо, отразили глобальные палеотемпературные флуктуации [Sun et al., 2012] и, возможно, трансгрессивно-регрессивную динамику соседних морских бассейнов.

Таким образом, в пермской части пермо-триасовой континентальной формации ВЕП установлено общее снижение значений $\delta^{13}\text{C}$ и широкие вариации значений $\delta^{18}\text{O}$. Ритмические колебания величин $\delta^{18}\text{O}$ подчиняются седиментологической цикличности, которая, по всей видимости, была вызвана температурными колебаниями. На фоне ритмичных флуктуаций изотопного состава кислорода фиксируется три крупных эпизода снижения минимальных и максимальных величин значений $\delta^{18}\text{O}$, которые интерпретируются как результат глобальных похолоданий. Эти эпизоды совпадают с гондванскими оледенениями Р3 и Р4 и с глобальным чансинским похолоданием. Характерно, что две фазы великого позднепермского вымирания (позднекептенское и позднечансинское) фиксируются во время потеплений, наступивших после существенных похолоданий. Первой фазе (рубеж кеппенского – вучапинского (рубеж раннего и позднего северодвинского) века) предшествовало похолодание, связанное с событием Kamura. Второй фазе (конец чансинского (поздневятского) века) предшествовало чансинское похолодание. В континентальной экосистеме ВЕП на обоих

уровнях произошла существенная смена биотических комплексов, в первую очередь сообществ тетрапод.

Косвенные данные позволяют предполагать на рубеже перми и триаса орогенетическую активизацию Урала. Орогенез мог отразиться на обеднении равнинных педогенных карбонатов тяжелым изотопом ^{18}O , хотя в морских разрезах на этом уровне отмечено потепление, коррелирующее в континентальных и морских экосистемах с пиком экологического кризиса. Возможно, что предполагаемый уральский орогенез совпал с активным проявлением траппового магматизма, пик которого фиксируется в восточной Сибири в раннетриасовое время [Reichow et al., 2009]. Отсюда возможно, что орогенез Урала, находившегося на западной периферии широчайшего поля сибирских траппов, был вызван движениями крупных блоков земной коры в области трапповых излияний, что вызывало увеличение напряжения на окраинах трапповой провинции.

Выход из кризиса совпадает с возвратным похолоданием на рубеже индского и оленекского века, когда значительная часть территории МС оказалась затоплена в ходе морской трансгрессии. По всей видимости, похолодание, смягчение климата и увеличение количества метеорных осадков благополучно отразились на континентальной биоте.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00706).

Литература

Арефьев М.П. Пять причин, которые вызвали появление Тихвинского феномена // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ. Казань: Изд-во Казанского университета, 2009. С. 166–167.

Арефьев М.П., Кузнецова А.М. Хронокатена палеопочв рыбинского горизонта нижнего триаса Московской синеклизы // Эволюция почвенного покрова. Пущино: ИФХиБПП РАН, 2009. С. 9–11.

Арефьев М.П., Силантьев В.В. Седиментологические и геохимические критерии выделения цикличности в эталонном разрезе уржумского и северодвинского яруса «Монастырский овраг» (Казанское Поволжье) // Виртуальные и реальные литологические модели. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 18–20.

Арефьев М.П., Шкурский Б.Б., Григорьева А.В. Влияние Балтийской и Уральской питающих провинций на осадконакопление на рубеже перми и триаса в северо-восточной части Московской синеклизы. // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Казань: Изд-во Казанского университета, 2011. С. 63–67.

Арефьев М.П., Кулешов В.Н., Покровский Б.Г. Изотопный состав углерода и кислорода в континентальных карбонатах поздней перми и раннего триаса Русской плиты: глобальный экологический кризис на фоне меняющегося климата // Докл. АН. 2015. Т. 460. № 2. С. 193–197.

Игнатьев В.И. Закономерности фациальных изменений верхнепермских отложений Урало-Поволжья. // Стратотипы и опорные разрезы верхней перми Поволжья и Прикамья. Казань: Изд-во Казанского университета, 1996. С. 191–207.

Иноземцев С.А., Таргульян В.О. Верхнепермские палеопочвы: свойства, процессы, условия формирования. М.: ГЕОС, 2010. 188 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 146 с.

Строк Н.И., Трофимова И.С. Влияние Уральской и Балтийской питающих провинций на формирование верхнепермских и нижнетриасовых отложений Московской синеклизы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51. № 1. С. 100–110.

Твердохлебов В. П. Общие черты палеогеографии индского и оленекского веков территории Оренбургского и Башкирского Приуралья. Саратов: Изд-во СГУ, 1966. Вып. III. С. 25–36.

Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный мир, 2009. 632 с.

Arefiev M.P., Golubev V.K., Kuleshov V.N., Pokrovsky B.G. Paleogeographical reorganization of the Moscow Syneclise during the Severodvinian (Capitanian–Wuchiapingian) time based on isotopic ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and paleontological data, Permian Period, East European Platform // Paleontological Journal. 2015a. V. 49. P. 1206–1227.

Arefiev M.P., Golubev V.K., Balabanov Yu.P., Karasev E.V., Minikh A.V., Minikh M.G., Molostovskaya I.I., Yaroshenko O.P., Zhokina-Naumcheva M.A. Type and reference sections of the Permian–Triassic continental sequences of the East European Platform: main isotope, magnetic, and biotic events //

XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Sukhona and Severnaya Dvina Rivers field trip. A.S. Alekseev (Ed.). 2015b. Moscow. 104 p.

Birgenheier L.P., Frank T.D., Fielding C.R., Rygel M.C. Coupled carbon isotopic and sedimentological records from the Permian system of eastern Australia reveal the response of atmospheric carbon dioxide to glacial growth and decay during the late Paleozoic Ice Age // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2010. V. 286. 178–193.

Buggisch W., Wang X., Alekseev A.S., Joachimski M.M. Carboniferous-Permian carbon isotope stratigraphy of successions from China (Yangtze Platform), USA (Kansas) and Russia (Moscow Basin and Urals) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2011. V. 301. P. 18–38.

Chen B., Joachimski M.M., Sun Y., Shen S., Lance L., Lambert L.L., Lai X., Wang X., Chen J., Yuan D. Permian ice volume and palaeoclimate history: oxygen isotope proxies revisited // *Gondwana Res.* 2013. V. 24. P. 77–89.

Chen J., Shen Sh.-zh., Li X., Xu Y., Joachimski M.M. et al. High-resolution SIMS oxygen isotope analysis on conodont apatite from South China and implications for the end-Permian mass extinction // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2016. In press.

Davydov V.I., Biakov A.S., Isbell J.L., Crowley J.L., Schmitz M.D., Vedernikov I.L. Middle Permian U–Pb zircon ages of the “glacial” deposits of the Atkan Formation, Ayan-Yuryakh anticlinorium, Magadan province, NE Russia: Their significance for global climatic interpretations // *Gondwana Res.* 2016. In press.

Fielding C.R., Frank T.D., Isbell J.L. The late Paleozoic ice age; a review of current understanding and synthesis of global climate patterns // *GSA Bull.* 2008. V. 441. P. 343–354.

Frank T.D., Shultis A.I., Fielding C.R. Acme and demise of the late Paleozoic ice age: A view from the southeastern margin of Gondwana // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2015. V. 418. P. 176–192.

Isozaki Y., Kawahata H., Minoshima K. The Capitanian (Permian) Kamura cooling event: the beginning of the Paleozoic–Mesozoic transition // *Palaeoworld.* 2007a. V. 16. P. 16–30.

Isozaki Y., Kawahata H., Ota A. A unique carbon isotope record across the Guadalupian–Lopingian (Middle–Upper Permian) boundary in mid-oceanic paleoatoll carbonates; the high-productivity “Kamura event” and its collapse in Panthalassa // *Global and Planetary Change.* 2007b. V. 55. P. 21–38.

Isozaki Y., Aljinovic D., Kawahata, H. The Guadalupian (Permian) Kamura event in European Tethys // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2011. V. 308. P. 12–21.

Kofukuda D., Isozaki Yu., Igo H. A remarkable sea-level drop and relevant biotic responses across the Guadalupian–Lopingian (Permian) boundary in low-latitude mid-Panthalassa: irreversible changes recorded in accreted paleo-atoll limestones in Akasaka and Ishiyama // *Japan J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 82. P. 47–65.

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

Metcalfe I., Crowley J.L., Nicoll R.S., Schmitz M. High-precision U–Pb CA-TIMS calibration of Middle Permian to Lower Triassic sequences, mass extinction and extreme climate-change in eastern Australian Gondwana // *Gondwana Res.* 2015. V. 28. P. 61–81.

Nishikane Y., Kaiho K., Henderson Ch.M., Takahashi S., Suzuki N. Guadalupian–Lopingian conodont and carbon isotope stratigraphies of a deep chert sequence in Japan // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2014. V. 403. P. 16–29.

Peters A.N., Huntington K.W., Hoke D.G. Hot or not? Impact of seasonally variable soil carbonate formation on paleotemperature and O-isotope records from clumped isotope thermometry // *Earth Planet. Sci. Letters.* 2013. V. 361. P. 208–218.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al’Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S. et al. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Letters.* 2009. V. 277. P. 9–20.

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.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ. ЭМПИРИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ. ИСТОРИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

Бурштейн Л.М.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск,
levi@ipgg.sbras.ru*

В обозримом будущем значение углеводородного сырья для мировой промышленной цивилизации и его роль в экономике России, вероятно, сохранятся. Стагнация и истощение старых нефтегазоносных провинций неизбежно приведет к вовлечению в цикл воспроизводства ресурсной базы углеводородного сырья новых объектов в районах с неблагоприятными горно-геологическими и географическими условиями. Удельная стоимость подготовки ресурсно-сырьевой базы на этих объектах будет возрастать. А это, в свою очередь, повысит требования к качеству и надежности перспективного планирования всех стадий и этапов поисково-разведочных работ на нефть и газ. Основой перспективного планирования является количественная и, следующая за ней, геолого-экономическая оценка ресурсов углеводородов (УВ).

Общие положения, принципы и терминология, а также конкретные методологические подходы, лежащие в основе количественного прогноза перспектив нефтегазоносности, развивались на протяжении нескольких десятков лет большой группой отечественных и зарубежных исследователей. Результаты их работы нашли отражение в ряде методических работ и крупных обобщающих монографий (Буялов и др., 1962; Белонини и др., 1976; Методическое руководство..., 1978; Методические указания..., 1983; Методы оценки..., 1978, 1979; Конторович и др., 1981, 1988; Шпильман, 1982; Методические основы..., 1990; Харбух и др., 1981; Белонин, Подольский, 1984, 1986; Методическое руководство..., 2000; *Natural Resources Research*, 2005; Лившиц, 2011 и др.).

Целью количественного прогноза перспектив нефтегазоносности является создание информационной базы для экономической оценки ресурсов углеводородного сырья, проектирования геологоразведочных работ, разработки программы лицензирования недр, планирования развития нефтегазодобывающего комплекса изучаемой территории, экономики отдельных регионов и страны в целом.

При решении перечисленных выше задач крайне важной является информация не только о величине, но и о структуре начальных геологических ресурсов (НГР) углеводородов. Под *структурой ресурсов* понимают их дифференциацию по фазовому составу, качеству углеводородных флюидов, типам залежей и вмещающих их ловушек, глубине залегания и возрасту вмещающих нефтегазоносных комплексов, площади (элементам тектонического и нефтегазогеологического районирования), величине скоплений, начальным дебитам, коэффициентам извлечения и т.д. Детальность такой дифференциации зависит в первую очередь от степени изученности оцениваемого объекта и от выбранного варианта методики дальнейшей геолого-экономической оценки.

Объекты оценки и объекты представления результатов прогноза. Когда речь идет о районировании в геологии нефти и газа, чаще всего имеют в виду две задачи. Первая – районирование осадочной оболочки Земли или отдельных крупных регионов с целью выделения геологических объектов, в пределах которых процессы генерации нефти и газа и формирования их месторождений протекали автономно (Вассоевич и др., 1970). Исходным пунктом такого районирования является разбиение стратисферы на седиментационные бассейны (СБ) Вторая задача – районирование перспективных на нефть и газ территорий с целью выделения тех из них, в пределах которых объектом поисков и разведки должны являться единые стратиграфические или проницаемые комплексы отложений и может быть применена единая методика поисков и разведки месторождений нефти и газа (Бакиров, 1973, 1976).

Исходным пунктом такого районирования является разбиение перспективных на нефть и газ земель на нефтегазоносные провинции (НГП).

При районировании 1-го рода (теоретические и генетические задачи, прогноз) выделяют бассейны, зоны нефтегазонакопления, нефтегазовые системы разного ранга. При районировании 2-го рода (планирование поисково-разведочного процесса) – НГП, нефтегазоносные области (НГО), нефтегазоносные районы (НГР).

Кроме того, широко используются следующие категории объектов – эталонные, расчетные, лицензионные участки. Лицензионные участки, как правило, не привязаны к элементам геологического, стратиграфического или тектонического районирования.

Масштабы прогноза. Принято выделять четыре уровня прогноза, в соответствии со стадиями геологоразведочных работ и рассматриваемых объектов (Методическое руководство..., 2000). Надрегиональный прогноз – провинции в целом, бассейны, крупные нефтегазоносные комплексы. Региональный прогноз – тектонические структуры I порядка, а также крупные составные части провинций и нефтегазоносных комплексов. Зональный или среднемасштабный прогноз – тектонические структуры II порядка, свиты и подсвиты. Локальный прогноз – локальные структуры, ловушки неструктурного типа, а также пласты и группы сближенных неразделенных пластов.

Региональный и зональный прогноз выполняется, как правило, для объектов ранга НГО и НГР. Существенно подчеркнуть, что во всех случаях прогноз выполняется для объектов в некотором смысле геологически однородных.

Модели и методы количественной оценки перспектив нефтегазоносности прогнозирования выбираются в зависимости от целей и задач прогноза, ранга объекта оценки, состояния исходной информационной базы и, не в последнюю очередь, уровня, опыта и пристрастий специалистов, выполняющих количественную оценку.

Построение универсальной классификации методов прогноза вряд ли возможно. Предлагаемый ниже вариант опирается на четыре признака – масштаб оцениваемого объекта (надрегиональный, региональный, зональный и локальный), степень его изученности (высокая или низкая – ресурсы переведены в запасы промышленных категорий менее чем на 20%), характер используемых эталонов по отношению к объекту оценки (внутренние или внешние) и, наконец, базовый принцип прогнозирования. Под последним понимается способ, с помощью которого устанавливается связь между оцениваемыми величинами и характеристиками геологического объекта.

По последнему признаку можно выделить четыре группы методов: 1) методы экспертных геологических аналогий; 2) методы количественных геологических аналогий на основе стохастических закономерностей и зависимостей характеристик ресурсов УВ от параметров объектов оценки (объемно-статистический, объемно-балансовый, метод В.И. Шпильмана, анализ вероятности успеха, анализ распределения скоплений по крупности и т.д.); 3) методы прямого моделирования (объемно-и историко-генетический, бассейновое моделирование); 4) методы на основе анализа динамики выявляемости ресурсов УВ (историко-статистический и подобные).

В подавляющем большинстве случаев методики регионального и зонального прогноза сводятся к тому или иному варианту метода аналогий (Методическое руководство..., 2000). Этапы решения прогнозных задач методами аналогий схематически можно представить в виде некоторой последовательности: 1) формируется выборка достаточно хорошо изученных эталонных объектов; 2) по данным об эталонах устанавливаются количественные зависимости между прогнозируемыми характеристиками и измеримыми (прогностическими) параметрами, выполняется верификация аппарата прогнозирования. В случае экспертного подхода эмпирические количественные зависимости заменяются системой поправочных коэффициентов, вводимых специалистами-экспертами; 3) по установленным зависимостям выполняется интегральная оценка ресурсов объектов прогноза и ее дифференцирование по специфическим признакам; 4) определяются доверительные интервалы или распределения вероятностей для полученных оценок; 5) выполняется

геологическая интерпретация результатов прогноза, оценивается общая степени их достоверности.

Когда изученность оцениваемых объектов относительно высока, и в их пределах можно выделить достаточное количество эталонов, для установления прогностических зависимостей может использоваться формализмы кластерного, регрессионного, дискриминантного, факторного, байесовского анализов, методов распознавания образов и т.д. Все реализации методов аналогий, использующие математическое моделирование обладают рядом общих свойств и должны удовлетворять некоторому набору требований: 1) количество эталонных объектов должно быть достаточным для использования в выбранном математическом формализме. Желательно, чтобы эталонную выборку можно было разбить на «обучающую» и «контрольную»; 2) прогностические параметры вводятся в исходный набор с учетом различных генетических моделей формирования скоплений углеводородов на оцениваемой территории и установленных или предполагаемых закономерностей. Параметры должны удовлетворять требованию достаточно надежной измеримости или «картируемости» не только на эталонах, но и на всех оцениваемых объектах; 3) конкретная форма моделей прогноза может быть получена как формальными методами, так и на основе принятой генетической модели; 4) число неопределенных параметров в модели прогноза должно быть в несколько раз меньше количества эталонных объектов; 5) из исходного набора прогностических параметров с учетом выбранной модели прогноза выделяется минимизированный набор наиболее информативных прогностических параметров. Его состав определяется количеством эталонных объектов и выбранной формой модели прогноза. Анализ информативности прогностических параметров, в свою очередь, может существенно повлиять на форму модели прогноза, вплоть до ее полного пересмотра; 6) после того как будет окончательно выбрана модель прогноза и соответствующий минимизированный набор прогностических параметров, по «обучающей» выборке определяются параметры модели прогноза. Качество прогноза проверяется путем прогноза целевой характеристики на объектах контрольной выборки. В исключительных случаях обучающая и контрольная подвыборки могут пересекаться; 7) в случае если результаты контрольных оценок удовлетворяют заранее выбранным критериям, построенные модели признаются пригодными для прогноза. Параметры моделей определяются уже по всей эталонной выборке, и осуществляется прогноз целевой характеристики на оцениваемых объектах.

Альтернативой применению методов аналогий является использование методов прямого моделирования, так называемых объемно- и историко-генетических методов (бассейновых моделей). Модели и методы этой группы нашли широкое применение в практике многих нефтяных компаний при решении задач прогноза регионального, зонального и локального уровня.

Можно выделить некоторые группы процессов и явлений, определяющих возможность существования современных скоплений УВ и учитываемые в бассейновых моделях: 1) накопление осадков. Перерывы и размывы. Уплотнение и литификация осадков (диагенез и катагенез пород). Эволюция структурных планов. Эволюция фильтрационно-емкостных и теплофизических характеристик пород; 2) формирование ловушек различного генезиса; 3) отжим поровых флюидов. Формирование поля давлений; 4) формирование температурного поля. Кондуктивный и конвективный теплоперенос. Источники и стоки тепла; 5) фоссилизация рассеянного органического вещества (РОВ). Образование керогена; 6) диагенез и катагенез РОВ; 7) первичная миграция; 8) вторичная миграция; 9) аккумуляция; 10) вторичные преобразования пород флюидоупоров и коллекторов. Разрушение скоплений.

В настоящее время физико-химические модели, лежащие в основе бассейнового моделирования и описывающие все стадии процесса нефтидогенеза (генерации, первичной и вторичной миграции, аккумуляции и разрушения скоплений УВ) и сопряженных процессов (седиментация, уплотнение осадков, массо-теплоперенос в осадочном чехле) развиты в достаточной, хотя и далеко не равной мере. В большей своей части их уровень может быть охарактеризован, как феноменологический и полуэмпирический. Детали физико-химичес-

ких моделей и, отчасти, их математических реализаций подробно описаны в специальной литературе (Tissot, Welte, 1984; Галушкин, 2007; Hantschel, Kauerauf, 2009 и др).

Являясь естественным развитием историко-генетического метода, бассейновое моделирование может быть достаточно эффективно использовано при количественной оценке перспектив нефтегазоносности. Однако в качестве основного инструмента оценки величины и структуры ресурсов УВ геологических объектов разного ранга этот подход имеет ряд ограничений, основным из которых является невозможность, напрямую оценить потери на путях миграции. Обойти это обстоятельство отчасти можно, откалибровав бассейновую модель по имеющимся данным о запасах выявленных скоплениях УВ, что возможно только для достаточно хорошо изученных нефтегазовых систем. Дополнительные трудности создают требования к объемам, перечню и качеству необходимой для реализации качественной бассейновой модели информации, неустранимую неопределенность описания моделируемых объектов, невозможность точного задания начальных и граничных условий модели и истории развития объекта.

С нашей точки зрения намного большую ценность бассейновые модели представляют при анализе некоторых теоретических вопросов геологии нефти и газа и как инструмент агрегирования данных, анализа возможных сценариев развития нефтегазовых систем объектов оценки, стадийности процессов нефтидогенеза в их осадочном чехле.

Несмотря на долгое и успешное развитие теории нефтидогенеза и, основанной на ней, методологии количественного прогноза перспектив нефтегазоносности до сих пор существует целый ряд не до конца решенных проблем и не выясненных вопросов. Во многих случаях это приводит к неоднозначности и неопределенности прогноза, сомнениям в достоверности полученных результатов. Основываясь на многолетнем опыте разработки методов количественного прогноза и их практического применения, можно выделить несколько теоретических, практических и организационных вопросов (возможно не равноценных), существующих в этой области.

Общей проблемой всех методов оценки ресурсов является то, что методики построения геологических моделей – первичной основы любого прогноза – не унифицированы, и не могут быть унифицированы. Разные исследователи далеко не тождественно проводят стратификацию разреза, определяют объемы проницаемых комплексов и флюидоупоров, выделяют объекты прогноза и т.д. Как следствие результат построения прогностических моделей всегда уникален и, к сожалению, не воспроизводим.

Очень часто доступный специалистам исходный набор прогностических параметров крайне ограничен и содержит характеристики объекта генетическая связь которых с прогнозируемой величиной далеко не очевидна. Дополнительную сложность вызывает ограничение на число доступных эталонов. Прежде всего, эти ограничения сказываются на сложности прогностической модели и числе входящих в нее параметров, выбор которых вынужденно носит существенно формальный характер. В этих случаях интерпретация полученных результатов, особенно при экстраполяционном прогнозе, требует большой осторожности. Тем не менее, необходимость выполнения практических оценок во многих случаях вынуждают идти этим путем.

Еще одна практическая проблема зонального и регионального прогноза связана с изменившейся за последние два десятилетия системой недропользования. Сложившиеся в субъектах федерации практики выделения лицензионных участков (ЛУ) крайне редко ставят учет геологических факторов на первое место. Как следствие границы ЛУ секут границы лито-фациальных зон, тектонических элементов разных порядков и иногда границы локальных объектов. Естественно секутся и границы расчетных и эталонных участков, с которыми и связаны существующие оценки ресурсов. Таким образом, в геологии нефти и газа возникла новая постановка задачи прогноза – дать оценку ресурсов УВ территории произвольной формы.

Очевидно, что неопределенность прогноза для больших сравнительно плохо изученных нефтегазоносных систем определяется неточностью их геологических моделей, несо-

вершенством аппарата прогноза и естественной стохастичностью многих характеристик этих систем. При развитии методологии количественного прогноза весьма существенные и, часто, непродуктивные усилия были затрачены на развитие ее формального аппарата, с целью достижения оценок с минимальной формальной неопределенностью. В то же время вопрос о влиянии на точность прогноза стохастических характеристик самих нефтегазоносных систем и протекающих в них процессов практически не рассматривается. Анализ природы и масштабов естественной стохастичности нефтегазоносных систем и устойчивости, протекающих в них процессов чрезвычайно важен, для выяснения естественных и неустрашимых ограничений на точность прогноза.

В районах и комплексах с высокой степенью освоенности основным резервом нефтяной промышленности являются мелкие и мельчайшие скопления УВ. Прогноз их числа и величины сосредоточенных в них ресурсов базируется на установленных эмпирически законах распределения скоплений УВ по крупности (РСК). В преобладающем числе исследований предполагается, что степенной закон РСК сохраняется в области мелких и мельчайших скоплений и имеет те же параметры, что и для более крупных скоплений. Прогноз, в этом случае, носит экстраполяционный характер. Важно исследовать механизмы формирования РСК для более надежного прогноза в области мелких и мельчайших скоплений.

В реальных информационных ситуациях часто не выполняются формальные ограничения на полноту и достоверность исходной информации (недостаточно число эталонов, неизвестна точность измерения прогностических параметров, не соблюдаются или не проверяемы требования к характеру их распределения и т.д.). В этих случаях исследователи вынуждены явно или, что значительно хуже, в скрытой форме использовать всякого рода субъективные, экспертные оценки. Естественно, степень влияния экспертных оценок на конечный результат должна быть показана в явном виде. Последнее условие выполняется далеко не всегда. С другой стороны, и формально корректное применение полученных зависимостей может привести в ряде случаев к неверным оценкам. Особенно при экстраполяционном прогнозе. При применении высоко формализованных методик прогноза следует полнее и в явном виде учитывать естественные ограничения на результаты прогноза – границы областей определения прогностических моделей, законы сохранения и т.д.

В ходе оценок, в том числе и выполненных в Российской Федерации в последние полтора десятилетия, не всегда применяются наиболее современные методы, адекватные современному состоянию теории и степени изученности оцениваемых объектов. Необходимо комплексирование альтернативных методик оценки, что предусматривается существующим методическим руководством, но практически не применяется.

При оценках крупных территорий ранга провинции, исследования выполняют разные группы исполнителей (часто формируемых по административному признаку), что приводит к рассогласованию геологических моделей, применяемых методик и результатов. При такой организации работ необходимо директивно предусматривать согласование методик и перекрёстную оценку выбранных геологических объектов в смежных зонах.

Вероятностные подходы применяются крайне редко и непоследовательно, что не позволяет объективно представить точность выполненных оценок и связанных с этим рисков планирования геологоразведочных работ на нефть и газ.

РАЙОН ПАРКА МОНРЕПО – УНИКАЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ СЛЕДОВ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Верзилин Н.Н.¹, Окнова Н.С.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,
geografff@gmail.com

²ФГУП ВНИГРИ, *Oknovan@mail.ru*

В последние годы у жителей Санкт-Петербурга и посещающих его туристов существенно возрос интерес к ознакомлению с достопримечательностями «Государственного историко-архитектурного и природного музея-заповедника «Парка Монрепо», расположенного вблизи от Выборга. Одной из причин этого, нам кажется, стал более кратковременный (около часа) проезд поездом от Финляндского вокзала Санкт-Петербурга до Выборга. От вокзала и автовокзала до парка ходит по живописным местам города автобус № 6. Так что добраться от Санкт-Петербурга общественным транспортом до Монрепо и обратно не сложно и интересно. Парк и его окрестности, кроме того, представляют большой интерес и как территория, на которой широко распространены послеледниковые следы землетрясений, которые были изучены авторами летом 2015 г. При этом существенно, что большая часть следов землетрясений находится или на территории парка, или вблизи его в легкодоступных местах. Монрепо часто оценивается как единственный в России скальный пейзажный парк [Бадалов, Киселев, 2015]. Однако, по мнению авторов, парк является не менее уникальным и по широкому развитию в нем и его окрестностях следов послеледниковых землетрясений [Верзилин, Окнова, 2015]. На эту необычную особенность пока не обращалось должного внимания. Цель доклада рассмотреть, как выглядят эти следы и как они сочетаются с признаками деятельности ледника. Предлагаемый текст – комментарии к этому рассмотрению. Присутствие следов землетрясений в парке Монрепо предполагалось нами и ранее на основании, в частности, существования гряды обрывов, идущей параллельно берегу бухты Защитная в центральной части парка, или выходящей к берегу в северо-западном его окончании. Результатом значительных вертикальных подвижек при землетрясениях представлялся остров Людвигштайн. Этот небольшой островок, размером около 140 м на 60 м и высотой несколько более 15 м, с четко выраженными крутыми вплоть до вертикальных берегами, вряд ли мог существовать до оледенения. Ледник здесь был достаточно мощным, чтобы его уничтожить, но следов даже какого-либо воздействия льда на крутые склоны островка не отмечено. Поэтому представлялось, что рассматриваемый возвышенный остров с крутыми, иногда субвертикальными, сложенными гранитами склонами, возник уже в послеледниковье вследствие достаточно интенсивных вертикальных тектонических подвижек, которые не могли не сопровождаться землетрясениями. Ведь тектонически обусловленные значительные вертикальные и субвертикальные смещения пород, впрочем, как вообще любые существенные смещения их, не могли происходить, не сопровождаясь толчками при землетрясениях.

Важным для посетителей рассматриваемого парка было издание в 2013 г. иллюстрированной топографической карты «Парк Монрепо и его окрестности» масштаба 1:4000 [Иллюстрированная..., 2013]. Протяженность на ней закартированной территории с юго-востока на северо-запад около 3 км, а ширина до 900 м. При этом юго-западная граница проходит по железнодорожной линии, а северо-восточная – по береговой зоне бухты Защитная. Границы топографической карты вполне определены. Тем более, что на северо-западном ее ограничении береговая линия разворачивается и пересекает железную дорогу. С юга-востока территория ограничивается пос. Выборгским. Карта содержит очень важную информацию: цветом на ней показаны лес, поляны и открытые участки, выходы скальных пород, болота, заболоченные участки. Большой интерес представляет показ на карте рельефа изолиниями через 5 м. Его высота местами превосходит 35 м. Рельеф весьма расчлененный с обилием

мелких форм. Очень интересны показанные на карте «камни», то есть глыбы высотой более 5 м. Все они были принесены, или, по крайней мере, перемещены, ледником. Наблюдавшиеся глыбы, включая и меньшего размера, чем указанные, имели гранитный состав, как и выходы показанных на карте парка Монрепо и его окрестностей коренных пород, то есть «скальных грунтов». Необычной особенностью рассматриваемой карты являются изображенные на ней многочисленные скальные обрывы. Указывается, что высота этих обрывов более 3 м. Однако это лишь минимальная высота. Из карты следует, что нередко она несколько превосходит даже 15 м. Непосредственное знакомство с этими обрывами показало, что они сложены гранитами и обычно близки к вертикальным. Наряду с этим, иногда они образуют ступенчатые уступы. Однако, последние образовывались, вероятно, преимущественно вследствие частичного обрушения почти вертикальных стенок в относительно недавнее время. Об этом свидетельствуют лежащие иногда внизу обрывов свалившиеся глыбы. Еще более определенно относительная молодость подобных обрушений проявляется при задержке глыб на самих склонах. Существенно, что обрывы гранитных пород на рассматриваемой территории, как правило, четко трещиноваты. Крупные трещины, нередко зияющие, имеют близкое к горизонтальному или вертикальному расположению. Вертикальные трещины обычно образуют две примерно перпендикулярные относительно друг друга системы. Такая интенсивная трещиноватость рассматриваемых пород, возможно, и обусловила то, что человек не использовал их на строительные нужды. Иногда поражает относительно длительная сохранность обсуждаемых обрывов и субвертикальных стенок трещиноватых гранитных пород. Ведь на наблюдавшихся обрывах растут деревья нередко аналогичные по возрасту деревьям, произрастающим выше и ниже. Соответственно, пока существовали такие деревья, смещений гранитных глыб на их месте не было. В некоторых случаях в непосредственной близости от разрывов встречаются остатки полусгнивших пней и стволов более крупных деревьев. Значит тектонические движения, приведшие к образованию рассматриваемых уступов, должны были быть более ранние. Поскольку точных свидетельств о времени толчков землетрясений на рассматриваемой территории не имеется, можно полагать, что они происходили, где-то в начале голоцена, от которого у человека соответствующих воспоминаний не сохранилось.

Показанные на карте [Иллюстрированная..., 2013] скальные обрывы, особенно при значительной их высоте, имеют преимущественное расположение в непосредственной близости от бухты Защитная. При этом у выступающих в бухту участках берега в северо-западной части от парка Монрепо, реже в самом парке, обрывы скальных пород нередко примыкают непосредственно к водам бухты. Берега о. Людвигштайн с разных сторон часто также представлены крутыми стенками. Можно предполагать, что первоначально крутых стенок непосредственно по берегам бухты, уходящих в ее воды было заметно больше. Так, относительно протяженная низменная, но узкая пляжевая полоса, идущая вблизи от четко выраженного почти вертикального обрыва гранитных пород южнее о. Былинный, является значительно более молодым образованием, чем сам гранитный уступ. Наверное, первоначально уступ, как сейчас северо-западнее, погружался и здесь в воду. Позже же у него, в затишной зоне, сформировался узкий пляж. Такой процесс можно полагать происходил и в ряде других мест по берегу бухты. Он был достаточно медленным, однонаправленным, о чем свидетельствуют, в частности деревья, растущие как на пляжевой зоне, так иногда и на самих обрывах, у погружения их в воду. При рассмотрении карты [Иллюстрированная..., 2013] создается впечатление, что показанные на ней основные, ярко выраженные скальные обрывы приурочиваются в основном к побережью о. Твердыш. Они формируют в основном кулисообразную в плане цепочку обрывов, в основном сменяющих друг друга с северо-запада на юго-восток. Общее простираение основных обрывов имеет несколько более близкую к меридиональной ориентировку по сравнению с направлением вблизи от них берега. Поэтому следует предполагать, что основная «гравийная дорога», идущая от главного усадебного дома до источника «Нарцисс» по существу ограничивает с северо-востока полосу скальных обрывов гранитных пород. Мы считаем, что простираение расположенной здесь

ярко выраженной полосы скальных обрывов вряд ли было существенно изменено разработками каменного материала. По крайней мере, надежных данных о таких разработках нами не было встречено. Поэтому можно предполагать, что пониженное пространство (судя по карте ниже 5 м), идущее непосредственно северо-восточнее рассматривавшихся стенок гранитов, представляет собой в основном бывшие заболоченные участки и пляжевую зону, в существенной мере измененные человеческой деятельностью. Возможно в начале голоцена эта территория, в значительной мере, даже перекрывалась водами бухты или представляла заболоченные участки. Далее еще северо-восточнее, непосредственно в прибрежной зоне, высоты рельефа вновь несколько увеличиваются (а на о. Людвигштайн значительно возрастают) и присутствуют скальные выходы гранитов.

Во всех наблюдавшихся местах представленной на карте [Иллюстрированная..., 2013] территории, в обнажениях скальных обрывов гранитов, независимо от их высоты и протяженности, не были встречены какие либо следы воздействия на них ледника. Наряду с этим, нередко, в пологих, выровненных местах, часто водораздельных, в частности показанных на карте как «скальный грунт», отмечаются четкие доказательства существования оледенения. Это выровненные, сглаженные ледником поверхности гранитных пород, иногда с ледниковыми царапинами и шрамами, с глыбами и валунами также гранитного состава. Глыбы нередко достигают размера более 5 м. Глыбы и валуны часто распространены и в лесных массивах, где обнажений коренных пород не видно. В том и другом случаях характерно обычно очень неравномерное распространение грубообломочного материала, как по концентрации его, так и по размеру. Как объяснить сочетание указанных ярко выраженных следов оледенения с обилием в парке Монрепо и, особенно в его окрестностях по берегам бухты Защитная, вертикальных и субвертикальных смещений докембрийских пород? Мы считаем, что такие многочисленные смещения, показанные на карте [Иллюстрированная..., 2013] и четко проявляющиеся на местности, могли возникнуть лишь при достаточно сильных землетрясениях, происшедших, несомненно, уже после оледенения. Особенно отчетливо они проявились примерно по современной границе о. Твердыш и бухты Защитная. Возможно, эта граница и возникла вследствие подвижек во время землетрясений. Вероятно, эти подвижки привели и к общему значительному увеличению дифференцированности рельефа территории. Если бы современный рельеф существовал до оледенения, он вряд ли мог сохраниться под воздействием мощного ледника, переносившего большое количество громадных глыб и валунов. Ледник должен был выравнивать и сглаживать рельеф. Поэтому рассмотренные, нередко протяженные и высокие вертикальные и близкие к вертикальным стенки и уступы гранитов, без каких либо следов воздействия ледника могли возникнуть только в послеледниковье. Их нередкая значительная высота свидетельствует, что амплитуда вертикальных смещений была иногда весьма существенной. Это, наряду с общим широким распространением в рассматриваемом районе геоморфологических признаков разномасштабных послеледниковых смещений, служит надежным показателем существенной сейсмической активности района парка Монрепо в послеледниковье. При этом обилие скальных обрывов на очень незначительной по площади территории, по-видимому, свидетельствует о былой весьма напряженной сейсмичности.

Следы послеледниковых землетрясений, сходные с наблюдавшимися в районе парка Монрепо и приводившимися в [Верзилин, Окнова, 2015], ранее были описаны и приведены на фотографиях в публикациях по о. Гогланд [Верзилин, Окнова, 2006] и северу Кольского полуострова в районе Териберки [Верзилин, Бобков, 2009; Верзилин и др., 2013]. Конечно, на севере Кольского полуострова следы землетрясений несравненно лучше фиксируются и по протяженности и по строению – ведь этому способствует отсутствие в районе лесной растительности. В то же время обилие следов на незначительной площади в районе Монрепо, позволяет считать, что здесь густота толчков при землетрясениях, приводивших к вертикальным смещениям в гранитных толщах, была значительно выше.

Литература

Бадалов А.А., Киселев С.И. Путеводитель по Монрепо. Выборг: ГИАПМЗ «Парк Монрепо», 2015. 64 с.

Верзилин Н.Н., Бобков А.А. Следы голоценовых землетрясений на севере Кольского полуострова // Геология, геоэкология, эволюционная география. Т. IX. СПб.: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 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. 79–93.

Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. Палеосейсмичность о-ва Гогланд в поздне-, послеледниковье // Известия РГО. 2006. Т. 138. Вып. 5. С. 58–69.

Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. Следы землетрясений в районе парка Монрепо Выборга // Геология, геоэкология, эволюционная география. Т. XIV. СПб.: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2015. С. 137–143.

Иллюстрированная топографическая карта Монрепо. Парк Монрепо и его окрестности. Масштаб 1:4000. Выборг: КАЛЕЙДОСКОП, 2013.

СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕЙ ЮРЕ–РАННЕМ МЕЛУ НА БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ

Гаврилов Ю.О.

Геологический институт РАН, г. Москва, yugavrilov@gmail.com

В юрской и раннемеловой истории развития бассейна Большого Кавказа выделяются два этапа, существенно различающиеся по типу осадконакопления. В ранней и средней юре на фоне интенсивного прогибания ложа бассейна и в условиях отчетливо выраженного гумидного климата накапливались многокилометровые толщи терригенных осадков (до 8–9 км в осевой части прогиба). Формирование терригенного осадочного комплекса сопровождалось накоплением в краевых частях бассейна угленосных отложений, образованием горизонтов оолитовых железных руд, т.е. типичных индикаторов гумидного типа литогенеза. В середине батского времени формирование этого комплекса завершилось [Юра Кавказа, 1992; Гаврилов, 2005].

В келловее климатическая и тектоническая ситуация в регионе начала существенно меняться. В поздней юре на территории юга России и сопредельных территорий произошла аридизация [Синицин, 1966; Ясаманов, 1978], начало которой датируется средним келловеем. В аридных областях исчезла лесная растительность, которую сменили ксерофильные редколесья и саванны, в глинистых породах появился палыгорскит. В бассейне Большого Кавказа, в отличие от ранне- и среднеюрского этапа терригенного осадконакопления, в поздней юре доминирующим типом отложений стали карбонаты (известняки, доломиты), местами происходило формирование соленосных и гипсоносных толщ [Леонов, Логинова, 1956 и др.]. Темпы прогибания дна бассейна в это время существенно снизились. На значительной территории осадконакопление осуществлялось в сравнительно мелководных обстановках (часто встречаются карбонатные брекчии, оолиты и др.). В южном направлении – в зоне перехода к относительно глубоководным флишевым прогибам – область мелководного карбонатного осадконакопления окаймлялась системой барьерных рифов (массивы Шагдаг, Шалбуздаг, гора Фишт и др.). Данные сейсмического зондирования позволяют судить о существовании системы рифов также и к северу от Большого Кавказа – в области залегания в настоящее время верхнеюрских толщ на значительной глубине.

Совокупность литологических, минералогических, структурных характеристик, при- сущих отложениям верхней юры и низов мела, позволяют рассматривать этот осадочный комплекс в качестве карбонатной платформы.

Соленосные и гипсоносные отложения могли достигать значительной мощности (мно- гие сотни метров) в тех случаях, когда они накапливались в зонах локального интенсивного тектонического прогибания дна водоема (Чечня и прилегающие к ней территории).

В некоторых областях карбонатной платформы (на ограниченной территории) проис- ходило накопление отложений, обогащенных органическим веществом (ОВ). Так в пределах центральных и западных частей Б. Кавказа накопление углеродистых осадков осуществля- лось в непосредственной близости от рифов [Бойко, 2012 и др.]. Из-за высокого содержания $C_{орг}$ (до 40% и более) эти породы приобретают характер горючих сланцев.

Карбонатная платформа развивалась под существенным влиянием эвстатических колебаний уровня моря. Масштабное падение уровня моря в титонское время привело к мобилизации больших масс осадочного материала и образованию крупных клиноформных структур, сложенных грубообломочными породами и наклон которых ориентирован в сто- рону флишевого прогиба, располагавшегося южнее на территории Азербайджана. В струк- туре карбонатного массива Шахдага можно наблюдать, что формирование клиноформных структур не было единым одноактным процессом: оно приостанавливалось на время непро- должительного подъема уровня моря, а затем вновь возобновлялось на фоне его падения.

Пространственное положение карбонатных массивов Шахдага, Шалбуздага и других является вполне закономерным в фациальном ряду структур карбонатной платформы и нет оснований предполагать сколько-нибудь значительное их перемещение из других структур- но-фациальных зон и рассматривать в качестве тектонических надвигов (покровов). Вместе с тем, во время роста поднятий в осевой зоне Большого Кавказа происходило относительно незначительное (несколько сотен м) перемещение массива Шахдага к северу и образование единичных крупных флексуобразных деформаций верхнеюрской толщи.

Следует отметить, что в это же время (поздняя юра–начало мела) в Крыму также происходило формирование карбонатной платформы. Однако, Кавказская и Крымская кар- бонатные платформы, видимо, были самостоятельными и относительно изолированными структурами, хотя и близко расположенными друг к другу. Схожие по литологическому со- ставу верхнеюрские осадочные толщи (в том числе содержащие соленосные и гипсоносные отложения) встречаются в зоне Альпийского пояса Средней Азии, что позволяет предпо- лагать существование здесь в это время карбонатных платформ. Субсинхронные образова- ния аналогичного типа развиты также в разных районах Средиземноморья [Bosellini, 1989 и др.].

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-07556).

Литература

Бойко Н.И. Верхнеюрские горючие сланцы Северного Кавказа и условия их образования // Осадочные формации юга России и связанные с ними полезные ископаемые. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2011. С. 8–15.

Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постдиагенетические преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 301 с.

Леонов Г.П., Логинова Г.А. Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верх- ней юры и валанжина // Уч. зап. МГУ. 1956. Вып. 176. С. 87–103.

Синицын В.М. Древние климаты Евразии. Т. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1966. 191 с.

Юра Кавказа. СПб.: Наука, 1992. 192 с.

Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.

Bosellini A. Dynamics of Tethyan carbonate platforms // Controls on Carbonate Platform and Ba- sin Development. P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg, J.F. Read (Eds). SEPM **Special Publication**. 1989. № 44. P. 3–13.

**ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ФАЦИИ И ЭПИГЕНЕЗ
ЭВАПОРИТОВ КУНГУРСКОГО ЯРУСА НИЖНЕЙ ПЕРМИ
ВОСТОЧНОГО БОРТА ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА
(РАЗРЕЗ «АКТАШЕВО», ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Горожанин В.М.

*Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа,
gorozhanin@ufaras.ru*

Кунгурский век является временем формирования обширного эвапоритового бассейна на востоке Русской платформы. Галогенные и сульфатные осадки заполнили впадину Предуральского передового прогиба, наложенного на окраину платформы в стадию коллизии Восточно-Европейской платформы и Казахстанского континентов. Фациальные условия накопления осадков из-за асимметричного строения прогиба различались в разных частях. На юго-востоке Русской платформы и западной части прогиба разрезы глинисто-эвапоритовых отложений кунгура вскрыты многочисленными нефтепоисковыми скважинами, а также поисково-разведочными работами на гипс. В результате вовлечения восточного борта прогиба в зону Уральской складчатости фации этой части прогиба мало где сохранились.

Разрез кунгурских отложений расположен в Башкирском Предуралье, на правобережье р. Зилим в районе дер. Акташево, в зоне примыкания Предуральского прогиба к передовым складкам Башкирского мегантиклинория. Аналоги этих отложений в условиях Бельской впадины Предуральского прогиба обычно глубоко погружены и могут наблюдаться только на сейсмических профилях. Крупные размеры этого впечатляющего обнажения (высота около 100 м, протяженность более 500 м) и уникальная для условий прогиба обнаженность дает возможность оценить условия залегания и литологические особенности (первично-осадочные и эпигенетические текстуры и структуры), провести палеогеографические реконструкции, и определить характер тектонических деформаций. Последнее обстоятельство представляется важным для структурных построений при интерпретации сейсмических профилей. Структурно разрез расположен между Архлатышской и Саятбабинской антиклинальными складками, приуроченными к взбросо-надвику прибортовой зоны прогиба. По простиранию на юг, в 1.5 км выше по течению, в обнажении по правому берегу р. Зилим наблюдается контакт гипсов и интенсивно смятых флишевых пород артинского яруса, что свидетельствует о наличии тектонического нарушения на контакте.

Уникальность этого разреза определяется тем, что он является одним из немногих, если не единственным на Южном Урале, где можно увидеть соотношение эвапоритов с подстилающими отложениями в восточном борту прогиба. Большинство разрезов кунгура, расположены в западной части Предуральского прогиба и вскрывают только верхи кунгурского яруса – иреньский и соликамский горизонты. Нижняя часть яруса (филипповский горизонт), сложенная преимущественно карбонатами, представлена в разрезах, расположенных в Юрюзано-Айской впадине (с. Месягутово) и в прилегающей с запада части платформы (Уфимское плато). В этих разрезах кунгурские карбонаты залегают практически горизонтально на карбонатных отложениях артинского яруса нижней перми. Восточная граница эвапоритовых отложений, залегающих на терригенных флишевых отложениях артинского яруса, часто отсутствует или интенсивно деформирована. Соотношение эвапоритов с подстилающими отложениями можно увидеть по керну нефтепоисковых скважин, однако, в настоящее время бурение этого стратиграфического интервала обычно осуществляется без отбора керна. Кроме того, многие детали, проливающие свет на происхождение некоторых наблюдаемых явлений, не видны в керне и становятся ясны только при осмотре большого обнажения. Этот разрез изучался еще Н.М. Страховым (1945), которым в гипсоносной толще было отмечено в наличие прослоев с растительными остатками. Геологическое положение и некоторые литологические особенности эвапоритовых отложений этого разреза, как

первичные, седиментологические и диагенетические, так и более поздние, эпигенетические, освещены в наших публикациях [Горожанин, Горожанина, 2011а, 2011б].

Данный разрез состоит из двух толщ – нижней слоистой терригенно-гипсовой (видимая мощность 30–50 м), и верхней – брекчиевидной гипсовой (50–60 м), они разделены между собой зоной ангидрит-гипсово-глинистых пород со следами субгоризонтального течения. Эта промежуточная зона сложена мегабрекчией с включениями гигантокристаллического гипса («марьино стекло») и деформированных прослоев гипсовых пород, закрученных в «рулеты» в черном глинистом матриксе. Мощность слоя мегабрекchieи непостоянна – от первых сантиметров до 10–12 м. «Раздув» мощности имеет вид треугольника, обращенного углом вниз над вертикальным тектоническим нарушением в нижней толще. Можно предположить, что первично эта толща содержала галит, впоследствии растворенный. Однако она сохранила пластичность, т.к. именно по ней наблюдается скольжение толщ относительно друг друга и выжимание этой пластичной массы в диапироподобные структуры и трещины кливажа. Верхняя гипсовая толща перекрывается темно-серыми микрозернистыми доломитами (вскрыто не более 20 м), которые бронируют весь гипсовый разрез от разрушения. В доломитах проявлены вторичные поверхностные явления в виде карстовых воронок.

В основании нижней толщи (над урезом воды) обнажены слоистые осадки, представленные горизонтально-слоистыми и косослоистыми сероцветными терригенно-сульфатными породами, состоящими из тонкого чередования песчано-алевролитовых, тонкозернистых карбонатных и сульфатных слойков. Алевролиты полимиктового состава наряду с зернами кварца и кварцитов, содержат бурые обломки глинисто-кремнистых осадочных и хлоритизированных магматических пород, сцементированных микрозернистым гипсом. Состав обломков в алевролитах указывает на поступление кластики в эвапоритовую область из зоны складчатого Урала. В осадках наряду с косослоистыми текстурами отмечаются промоины, заполненные гипсовыми галечками, локально развита градационная сортировка материала. Видимая мощность тонкослоистых осадков около 5 м. Выше в отложениях преобладают гипсовые и ангидритовые пропластки толщиной 5–10 см, с белыми ангидритовыми нодулями размером до 30 см. Мощность терригенно-гипсовой пачки около 20 м. Верхняя толща сложена белым микрозернистым гипсом брекчиевидного облика с реликтовой слоистостью. Брекчиевидность обусловлена развитием мелкой разнонаправленной трещиноватости, трещины заполнены серой глиной. Толща также пересекается крупными темными жилами с кристаллическим гипсом. Мощность гипсовой толщи – свыше 50 м. Она перекрывается толщей черных микрозернистых доломитов, в которых при микроскопическом изучении обнаружены реликты кристаллов диагенетического гипса.

Типы слоистости. Наиболее распространенной является горизонтальная слоистость, свидетельствующая о достаточно спокойной обстановке седиментации. Горизонтальные глинисто-сульфатные слойки часто несут следы оползания, изгиба и т.д., что говорит о том, что характер донной поверхности не был идеально ровным. Кроме того, присутствуют слои с косою слоистостью и массивные слои с несортированным неслоистым материалом, которые вероятно имеют штормовое происхождение. Отмечены слойки, сложенные галечками гипса гравийной размерности (несортированные и не градационные, предположительно штормовой природы), выполняющие эрозионные неровности в тонко-горизонтально слоистых гипсовых отложениях. Наличие разнообразных текстур – волновой ряби, косою и мультислойной слоистости, конволютной, свидетельствует о достаточно активной волновой гидродинамике. Отмеченные признаки характерны для самой нижней части разреза.

Цикличность. В нижней толще цикличность выражена ритмами (пакетами) сульфатно-терригенных пород мощностью от 10 до 50 см с нечеткой градационной слоистостью. Иногда такие правильные ритмы нарушаются прослоями с массивной структурой несортированного разнотекстурного сульфатно-терригенного материала и эрозионным срезанием предыдущего горизонтально слоистого ритма, что свидетельствует о достаточно активной гидродинамике (штормовые прослои). Выше условия седиментации были более спокойные, отмечаются признаки крупноволнистой текстуры (слоистость типа хаммоки).

Условия осадконакопления. Отложения представляют собой осадки обширной засоленной лагуны, в которой происходило замещение терригенно-карбонатного материала эвапоритовыми (галогенно-сульфатными) отложениями. Последовательность накопления осадков следующая: алевролиты-гипс-соль с глиной-гипс-доломит. Появление доломитовых осадков в верхней части разреза может указывать на поступление (прорыв) морских вод в замкнутую соленосную лагуну. Отложения формировались в обстановке прибрежной части лагунной впадины, занимавшей в кунгурское время восточную прибортовую зону Предуральяского прогиба.

Эпигенез. В терригенно-эвапоритовой толще кунгура разреза Акташево наряду с первичными седиментационными литологическими признаками хорошо проявлены процессы эпигенетической мобилизации вещества, имевшее место в результате блоковых тектонических подвижек. Время их неопределенно. Обычно, активизацию тектонических движений связывают с позднепалеозойской коллизией. Характер деформаций и эпигенетические преобразования пород более указывают на их связь с неотектонической активизацией востока Русской плиты и Уральского орогена. Первичное строение толщи было не двучленным, а трехчленным. Промежуточный слой был представлен сульфатно-глинисто-галитовой (?) толщей. При тектонических деформациях по этому слою произошел срыв двух относительно жестких толщ – нижней песчано-гипсовой и верхней гипсовой. Сульфатно-глинистая пачка, вероятно, послужила «смазкой». Деформированные рулеты сульфатных пород в глине свидетельствуют о пластичном выдавливании материала в области с меньшим литостатическим давлением. Вероятно, ими были участки, где в результате тектонических деформаций произошло образование разрывов сплошности и, как следствие, падение давления. Трещины шириной 10–30 см, секущие верхнюю толщу, выполнены гигантокристаллическим гипсом и ориентированы в двух направлениях. Крупные кристаллы гипса в смеси с темно-серой глиной образуют гипсово-глиняную брекчию. Она слагает промежуточную толщу и выполняет диапировые образования в верхней и нижней толщах. По одной из трещин в западной части разреза наблюдается диапировидное внедрение черной глинистой массы с кристаллами гипса. Оно вытянуто субвертикально, имеет бесформенные очертания и частично прорывает верхнюю гипсовую толщу. По-видимому, это образование можно рассматривать в качестве зарождающегося сульфатно-глиняного диапира и связано с нагнетанием глинисто-сульфатной массы. Подвижность этой массы могла быть обусловлена растворением первичного галита. В восточной части разреза наблюдается нагнетание и «выдавливание» глинисто-гипсовой массы вниз и заполнение пространства над тектоническим нарушением, проявленном в нижней сульфатно-терригенной толще в виде субвертикальной зоны, вдоль которой слои наклонены навстречу друг другу (по типу сброса). Эти взаимоотношения указывают на одновременность процессов пластического течения и тектонического «взламывания».

Эпигенетические нодули (конкреции). В нижней сульфатно-терригенной толще широко развиты нодули перекристаллизованного гипса и внутрислойные энтеролитовые складки в гипсовых прослоях, а также петельчатая структура массивного гипса в верхней части толщи. Признаки внутрислойного пластического течения вещества наблюдаются и в нижней сульфатно-терригенной толще. Оно выражено в образовании довольно крупных, до 0.5–0.7 м ангидритовых «нодулей» – овально-сферических «конкреций», ярко выделяющихся белым цветом на темно-сером фоне основной массы пород. Они сложены сульфатом кальция, чаще всего ангидритом; в результате перекристаллизации произошло очищение от черного пигмента органического вещества. В окружающих породах вокруг таких нодулей наблюдается характерная внутрислойная плейчатость, известная также как «энтеролитовая складчатость». Амплитуда а также частота (или периодичность) энтеролитовых складок вблизи самих нодулей весьма интенсивны, на удалении от них эти параметры постепенно затухают. Вокруг небольших (0.2–0.3 м) нодулей энтеролитовая складчатость видна на расстоянии 2–3 м, вокруг более крупных (0.5–0.7 м) – прослеживается на расстоянии до 15 м. В расположении вторичных нодулей и связанных с ними внутрислойных энтеролитовых складок

наблюдается определенная закономерность. Все они приурочены к участку с наклонным залеганием пород, которое они приобрели вблизи (вследствие) тектонического нарушения. Тектонические подвижки, вероятно, инициировали внутрислойное перераспределением сульфатного вещества, которое переносилось внутри слоя к месту образования вторичного нодуля. Формирование нодулей связано с тектоническим воздействием, обычно оно сопровождается формированием внутрислойной энтеролитовой складчатостью, но иногда можно видеть только межслоевое скольжение, подчеркivanное трещинами отрыва.

Энтеролитовая (змееподобная или кишечная) текстура в гипсах и ангидритах с давних пор привлекает внимание исследователей из-за необычности и достаточной редкости нахождения в приповерхностных условиях. В разрезах эвапоритовых отложений среди гипс-ангидритовых слоев с тонкослоистым, ламинарным напластованием, наблюдаются пloyчатые или гофрированные слои, смятые в микроскладки. Их принимали за знаки ряби, складки оползания, структуры разбухания при переходе из ангидрита в гипс и т.п. Подробный обзор представлений о генезисе ангидритов «со змееподобной» текстурой можно найти в работе Ю.Ф. Левицкого [1961]. Общепринятым считается, что энтеролитовая складчатость гипса возникла при его образовании результате гидратации ангидрита и увеличения объема. Это объяснение вошло в учебники [Фролов, 1993, со ссылкой на (Петтиджон, 1981)]. Хотя ранее Ю.Ф. Левицкий [1961] было показана несостоятельность этого объяснения из-за несоответствия объемных соотношений между гипсом и ангидритом и линейных размеров петель или складок, кроме того, данные структуры более характерны не для гипса, а для ангидрита, поскольку ангидрит, благодаря своей высокой пластичности, легче поддается деформациям, чем гипс. По мнению Ю.Ф. Левицкого, змееподобная текстура является раннедиагенетической, она возникает при дегидратации и перекристаллизации гипсоносного осадка, образовании трещин усыхания и разрыва, по которым происходит частичное растворение, и деформация ангидритового слоя при беспокойных условиях осаждения, типа волновой ряби. По нашему мнению, эта трактовка также не корректна, поскольку не дает объяснения причины избирательности деформаций гипсовых слоев и особенностей строения микроскладок. Мы предлагаем иное объяснение энтеролитовой складчатости в гипсах и ангидритах, основанное на анализе предыдущих материалов, данных бурения и новых наблюдениях в разрезах. Следует отметить, что чаще всего энтеролитовые структуры описаны в керне скважин из толщи ангидритов, подстилающих кунгурские соленосные отложения. Нами такие структуры наблюдались при описании керна нефтепоисковых скважин, пробуренных в последние годы на юге Предуральяского прогиба – в основании соляно-купольных структур на глубинах 4–5 км. Ранее считалось, что в поверхностных обнажениях гипс-ангидритовых пород энтеролитовые структуры не встречаются [Левицкий, 1961]. Между тем, эти структуры можно наблюдать в данном обнажении кунгурского яруса – в береговом обрыве р.Зилим в районе д. Акташево.

Карстовые явления. К ним относятся практически полная гидратация сульфатных минералов (весь ангидрит, за исключением вторичных нодулей, замещен гипсом) и формирование карстовых полостей в сульфатной и терригенно-сульфатной толщах. На выровненной пенеplенизированной поверхности доломитов, бронирующих сульфатную толщу, развиты хорошо выраженные карстовые воронки, некоторые из которых вероятно не «залечены» поверхностными суглинками, т.к. вода через них проникает почти до уровня р. Зилим, выливаясь из расщелин крутой стенки обнажения в виде небольшого живописного водопада. К поверхностным явлениям следует отнести также камнепады и осыпание практически вертикальных стенок разреза, что требует большой осторожности при изучении разреза.

Таким образом, разрез «Акташево» представляет собой один из лучших разрезов кунгурского яруса на территории Южного Урала, доступного для изучения с поверхности, представленный терригенно-эвапоритовыми отложениями восточного борта Предуральяского краевого прогиба. Аналогии этих отложений в условиях Бельской впадины Предуральяского прогиба обычно глубоко погружены и могут наблюдаться только на сейсмических профилях. Уникальность этого разреза определяется значительным размером обнажения,

сохранностью первичных осадочных текстур в породах, проявлением процессов эпигенетической мобилизации вещества в результате блоковых тектонических подвижек, наличием реликтов сульфатно-глинисто-галитовых внедрений. Формирование вторичных ангидритовых нодулей, и связанной с ними энтеролитовой складчатости, структур скольжения и будинажа, а также диапировых структур обусловлены тектоническим влиянием на эвапоритовую толщу. Время проявления таких деформаций неизвестно. С уверенностью их можно определить лишь как мезо-кайнозойские. Учитывая, что вся юго-восточная часть Восточно-Европейской платформы, включая Предуральский прогиб и западный склон Урала, была ареной довольно сильных неотектонических движений [Рождественский, 1971], можно предположить, что многие наблюдаемые явления связаны именно с этим этапом. Разрез можно рассматривать как геологический памятник эвапоритовых образований кунгурского яруса пермской системы.

Литература

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Эпигенетическая мобилизация вещества в терригенно-эвапоритовом разрезе кунгура (восточный борт Предуральского прогиба // Концептуальные проблемы литологических исследований. Т. 1. Казань: Изд-во Казанского университета, 2011а. С. 240–243.

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Разрез «Акташево» – литолого-тектонический памятник кунгурского яруса нижней перми (р. Зилим, Южный Урал) // Пермская система: стратиграфия, палеонтология, палеогеография, геодинамика и минеральные ресурсы. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2011б. С. 74–78.

Левецкий Ю.Ф. Ангидрит со змееподобной текстурой // Материалы по геологии соляных месторождений. Л.: ОНТИ, 1961. С. 87–91.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

Рождественский А.П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971. 303 с.

УНИКАЛЬНЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ В ПАЛЕОБИОЛОГИИ

Гражданкин Д.В.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск,
GrazhdankinDV@ipgg.sbras.ru*

Источниками палеобиологической информации служат ископаемые остатки организмов, ископаемые следы жизнедеятельности, микробялиты и хемофоссилии, каждый из которых является уникальным литологическим объектом. В геологической летописи выявлены осадочные тела, отличающиеся относительно высокой (как качественно, так и количественно) концентрацией палеобиологической информации. Такие осадочные тела получили название fossil Lagerstätten [Seilacher et al., 1985], при этом фоссилиеносными лагерштаттами являются как уникальные местонахождения с необычной сохранностью, так и вполне заурядные ракушняки, костеносные слои, криноидные известняки и т.п. Очевидно, что fossil Lagerstätten – это всего лишь локально развитая биофация, разновидность обычной литофации, формирование которой обусловлено особенностями среды обитания (палеобиологический аспект), седиментационного переноса и захоронения (биостратиграфический аспект), посмертных деформаций, преобразований (некролитический аспект) и минерализации мягких тканей и скелетов (диагенетический аспект). Различаются Konzentrat-Lagerstätten (осадочные тела с необычно высокой концентрацией ископаемых остатков организмов) и Konservat-Lagerstätten (осадочные тела с необычно хорошей сохранностью ископаемых остатков). Каждый фоссилиеносный лагерштатт – это уникальный литологический объект,

представляющий собой тафономическое окно, через которое можно изучать историю биосферы.

Геологическая летопись фоссиленосных лагерштеттов начинается на рубеже верхнего протерозоя и фанерозоя. Примерами фоссиленосных лагерштеттов могут служить пачка Soom Shale (ордовикская система; Южно-Африканская республика), формация Coalbrookdale (силурийская система, венлокский отдел; Великобритания), сланцы Hunsrückschiefer (девонская система, нижний отдел; Германия), кремни Rhynie (девонская система, нижний отдел; Великобритания), конкреции Mazon Creek (каменноугольная система, верхний отдел; США), осадочный бассейн Karoo (пермь-триасовые пограничные отложения; Южно-Африканская республика), аргиллиты Posidonieschiefer (юрская система, нижний отдел; Германия), известняки Solnhofen (юрская система, верхний отдел; Германия), группа Jehol (меловая система, нижний отдел; Китай), горючие сланцы Messel (палеогеновая система, эоценовый отдел; Германия), балтийский янтарь (палеогеновая система, эоцен-олигоценые пограничные отложения), вечная мерзлота. В каждом из перечисленных случаев фоссиленосный лагерштетт – это уникальный литологический объект, крайне локально (в пространстве и по времени) развитый.

Исключение представляет венд–кембрийский пограничный интервал, который отличается необычно высокой концентрацией фоссиленосных лагерштеттов, при этом каждая биофацция имеет планетарное распространение. В этом интервале выделяются по крайней мере четыре глобально развитые биофацции – авалонская, эдиакарская, намская и типа Burgess Shale. Таким образом, фоссиленосные лагерштетты в венд–кембрийском пограничном интервале – это уникальные литологические объекты общепланетарного масштаба. Кроме того, в венд–кембрийском временном интервале серьезные изменения претерпел состав фоссилизированного органического вещества: обогащенное легким изотопом углерода с аномально высокими концентрациями 12- и 13-монометилалканов протерозойское алифатическое, алициклическое вещество уступает место органическому веществу обедненному изотопом ^{12}C с высоким содержанием ароматических соединений, с высоким разнообразием типов хемофоссилий [Конторович и др., 1986; Fowler, Douglas, 1987; Конторович, 2004; Каширцев, Конторович, 2006]. Происхождение 12- и 13-монометилалканов не установлено [Höld et al., 1999]; в качестве возможных источников указываются гетеротрофные сероокисляющие бактерии [Love et al., 2008] либо неизвестные организмы, вымершие в конце протерозоя – начале палеозоя [Конторович, 2004]. Чем обусловлена такая высокая концентрация фоссиленосных лагерштеттов на рубеже верхнего протерозоя и фанерозоя? Почему стало возможным их планетарное распространение? Существует ли связь между исчезновением глобальных биофацций эволюцией фоссилизированного органического вещества?

На рубеже позднего протерозоя и фанерозоя установлена крупнейшая в истории Земли экосистемная перестройка, от которой отсчитывается начало современного этапа развития биосферы [Butterfield, 2007]. Архитекторами экосистемной перестройки явились многоклеточные животные – эукариоты с гетеротрофным способом питания и высшим метазойным уровнем организации, две жизненные функции которых – пищеварение и локомоция – связаны с внутренними слоями тела и сформирована интегрированная система тканей и органов движения, захвата пищи и пищеварения со сложным моторно-нейронным механизмом контроля. Согласно теоретическим предпосылкам [Butterfield, 2007, 2011], появление билатерий должно было неизбежно привести к возникновению многоуровневых пищевых цепей, увеличению размеров тела, установлению оптимального соотношения (трэйд-офф) между плодовитостью и выживанием, появлению экологических сукцессий, биопровинциальности, увеличению биомассы, доминированию эукариот в первичной продукции, что в совокупности определяет состояние современной биосферы. Действительно, синхронно с появлением животных, начиная с временной отметки 580 млн лет, впервые в истории биосферы организмы резко увеличиваются в размерах, возрастает биоразнообразие, формируются устойчивые макросообщества. В конце эдиакария, во временном интервале 560–550 млн лет, в обстановках подводных илистых равнин билатериями был запущен механизм

интенсивного биоперемешивания осадка, а 550 млн лет назад биоперемешивание осадка из относительно дистальных и низкоэнергетических обстановок распространяется в проксимальные обстановки зоны волнения и течений. Этот отрезок геологической истории биосферы получил название “котлинский кризис” [Brasier, 1992].

Есть многочисленные основания предполагать, что появление в позднем венде эуметазой, способных перемешивать осадок, должно было привести к фундаментальным макроэволюционным сдвигам и макроэкологическим трансформациям и дестабилизации бентосных микробиальных сообществ и повлечь за собой существенные изменения в условиях fossilization захороненного органического вещества. Биотурбация (перемешивание осадка роющими организмами) играет важную роль в производстве, перераспределении и захоронении органического вещества. Во-первых, роющие организмы модифицируют окружающую среду и регулируют доступ к ресурсам других организмов, являясь конструкторами новых экологических ниш и способствуя процессу видообразования [Witte et al., 2003; Egwin, 2008]. Во-вторых, биотурбация изменяет физико-механические свойства осадка и химический состав морской воды, нарушает потоки неорганического питательного вещества и улучшает продуктивность микрофитобентоса [Johnson et al., 1999; Lohrer et al., 2004]. Роющие животные также существенно влияют на биогеохимические процессы в донных отложениях. Ирригационная деятельность роющих организмов усиливает обмен растворенными веществами между осадком и водной массой, оказывает влияние на баланс между аэробными и анаэробными процессами в осадке, ускоряет процессы сульфат-редукции, нитрификации и денитрификации и, как следствие, способствует разложению захороненного органического вещества [Aller, 1994; Canfield, 1994].

При отсутствии биотурбации микробиальные маты и биопленки усиливают связующие свойства донного осадка, предохраняя осадок от перемешивания во время штормов и паводков и обеспечивая захоронение органического вещества [Krumbein et al., 1994]. Вновь образовавшиеся покровы событийных отложений, в свою очередь, колонизируются новыми микробными матами, которые также предотвращают перемешивание осадка и массоперенос и тем самым обуславливают ранний диагенез осадка. Осадок, изолированный микробиальным матом от водной среды, превращается в закрытую динамичную систему физических, химических и биологических процессов, а захороненный в этом осадке микробиальный мат служит матрицей для раннедиагенетических минерализации. Доминирование бентосных микробиальных матов и отсутствие биоперемешивания осадка обусловили относительно быструю литификацию осадка и fossilization захороненного органического вещества в протерозое. Уникальные для фанерозоя литологические объекты, таким образом, представляют собой обычное явление для докембрия. Сочетание трех факторов – первого в истории биосферы появления макроскопических организмов, унаследованного от протерозоя доминирования микробиальных матов и отсутствие либо недостаточно широкое распространение процессов биоперемешивания осадка определило высокую концентрацию и планетарное распространение fossiliferous лагерьшеттетов на рубеже верхнего протерозоя и фанерозоя. Почему в таком случае состав докембрийского (в т.ч. пограничного венд-кембрийского) fossilized органического вещества отличается от фанерозойского?

Микробиальные маты, кроме того, что усиливают связующие свойства донного осадка, являются центрами интенсивной биохимической активности [Des Marais, 1995], что должно создавать существенный тафономический барьер при fossilization липидов. Процессы жизнедеятельности фотоавтотрофных (верхний и средний слои мата) и гетеротрофных (средний и нижний слои мата) микроорганизмов приводят к образованию ярко выраженного, неустойчивого окислительно-восстановительного градиента. Выделяющийся цианобактериями молекулярный кислород, концентрация которого в дневное время достигает уровня перенасыщения, приводит к разложению органических соединений, такие как стерины [Harvey, Masco, 1997]. Липиды, образовавшиеся в толще воды и в верхнем слое мата, быстро разлагаются аэробными бентосными гетеротрофами в составе фотосинтезирующих

матов [Jahnke et al., 2004; Weiland et al., 2008]. Нефотосинтезирующие глубоководные маты также эффективно разрушают липиды [Krüger et al., 2008]. Хотя агрессивные окислители в гетеротрофных и хемоавтотрофных матах не достигают высоких концентраций, эти маты тем не менее служат механическим и химическим барьером на пути оседающего из толщи воды планктона. Так происходит в настоящее время [Blumenberg et al., 2015], и нет оснований считать, что в докембрии все было иначе [Pawlowska et al., 2013]. Предполагается, что при отсутствии (докембрий) или недостаточно интенсивном биоперемешивании осадка роющими организмами (пограничный венд–кембрийский временной интервал), микробные маты, превращая осадок в изолированную систему, должны были препятствовать захоронению планктоногенных липидов, но, с другой стороны, способствовать фоссилизации бентосного бактериогенного органического углерода.

Каждый фоссиленосный лагерьштетт в фанерозое уникален по своему, но внятных научных объяснений этой уникальности нет. По всей вероятности, большинство фанерозойских лагерьштеттов сформировалось благодаря относительно раннему протеканию процессов диагенеза с опережением процессов разложения мягких тканей в условиях недостаточного биоперемешивания осадка роющими организмами и широкого развития микробных матов. Разработка концептуальной модели формирования фоссиленосных лагерьштеттов представляет особый эвристический интерес и является реальным вкладом в формирование интегрированного подхода в изучении истории Земли.

Приведенные в материалах доклада данные об особенностях венд–кембрийского пограничного интервала получены в рамках исследований по проекту РФФИ 15-05-01512.

Литература

- Каширцев В.А., Конторович А.Э. Алкилстераны и алкилтриароматические стероиды – новые биометки в докембрийских и кембрийских нефтях Непско-Ботубинской и Алданской синеклиз // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. С. 812–819.
- Конторович А.Э. Эволюция нафтидогенеза в истории Земли // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. С. 784–802.
- Конторович А.Э., Мандельбаум М.М., Сурков В.С., Трофимук А.А., Черский Н.В. Лено-Тунгусская провинция – перспективный регион для создания новой базы добычи нефти и газа на востоке СССР // Геология и геофизика. 1986. № 1. С. 3–14.
- Aller R.C. Bioturbation and remineralization of sedimentary organic matter: effects of redox oscillation // Chemical Geology. 1994. V. 114. P. 331–345.
- Blumenberg M., Thiel V., Reitner J. Organic matter preservation in the carbonate matrix of a recent microbial mat – Is there a ‘mat seal effect’? // Organic Geochemistry. 2015. V. 87. P. 25–35.
- Brasier M.D. Nutrient-enriched waters and the early skeletal fossil record // J. Geol. Soc. Lond. 1992. V. 149. P. 621–629.
- Butterfield N.J. Macroevolution and macroecology through deep time // Palaeontology. 2007. V. 50. Part 1. P. 31–55.
- Butterfield N.J. Animals and the invention of the Phanerozoic Earth system // Trends in Ecology and Evolution. 2011. V. 26. P. 81–87.
- Canfield D.E. Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments // Chemical Geology. 1994. V. 114. P. 315–329.
- Des Marais D.J. The biogeochemistry of hypersaline microbial mats // Advances in Microbial Ecology. 1995. V. 14. P. 251–274.
- Erwin D.H. Macroevolution of ecosystem engineering, niche construction and diversity // Trends in Ecology and Evolution. 2008. V. 23. P. 304–310.
- Fowler M.G., Douglas A.G. Saturated hydrocarbon biomarkers in oils of Late Precambrian age from Eastern Siberia // Organic Geochemistry. 1987. V. 11. P. 201–213.
- Gehling J.G. Microbial mats in Terminal Proterozoic siliciclastics: Ediacaran death masks // Palaios. 1999. V. 14. P. 40–57.
- Harvey H.R., Macko S. Kinetics of phytoplankton decay during simulated sedimentation: Changes in lipids under oxic and anoxic conditions // Organic Geochemistry. 1997. V. 27. P. 129–140.

Höld I.M., Schouten S., Jellema J., Sinninghe Damsté J.S. Origin of free and bound mid-chain methyl alkanes in oils, bitumen and kerogens of the marine, Infracambrian Huqf Formation (Oman) // *Organic Geochemistry*. 1999. V. 30. P. 1411–1428.

Jahnke L.L., Embaye T., Hope J., Turk K.A., Van Zuilen M., Des Marais D.J., Farmer J.D., Summons R.E. Lipid biomarker and carbon isotopic signatures for stromatolite-forming, microbial mat communities and *Phormidium* cultures from Yellowstone National Park // *Geobiology*. 2004. V. 2. P. 31–47.

Johnson K.S., Chavez F.P., Friederich G.E. Continental-shelf sediment as a primary source of iron for coastal phytoplankton // *Nature*. 1999. V. 398. P. 697–700.

Krüger M., Blumenberg M., Kasten S., Wieland A., Känel A.L., Klock J., Michaelis W., Seifert R. A novel, multi-layered methanotrophic microbial mat system growing on the sediment of the Black Sea // *Environmental Microbiology*. 2008. V. 10. P. 1934–1947.

Krumbein W.E., Paterson D.M., Stal L.J. (Eds) *Biostabilization of Sediments*. Oldenburg, Germany: Bibliotheks und Informationssystem der Carl von Ossietzky Universität, 1994, x + 529 pp.

Lohrer A.M., Thrush S.F., Gibbs M.M. Bioturbators enhance ecosystem function through complex biogeochemical interactions // *Nature*. 2004. V. 431. P. 1092–1095.

Love G.D., Stalvies C., Grosjean E., Meredith W., Snape C.E. Analysis of molecular biomarkers covalently bound within Neoproterozoic sedimentary kerogen // *From Evolution to Geobiology: Research Questions Driving Paleontology at the Start of a New Century (Paleontological Society Short Course)* / Kelley P.H., Bambach R.K. (Eds). *Paleontological Society Papers*. 2008. V. 14. P. 67–83.

Pawłowska M.M., Butterfield N.J., Brocks J.J. Lipid taphonomy in the Proterozoic and the effect of microbial mats on biomarker preservation // *Geology*. 2013. V. 41. No. 2. P. 103–106.

Seilacher A., Reif W.-E., Westphal F. Sedimentological, ecological and temporal patterns of fossil Lagerstätten // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 1985. V. B311. P. 5–23.

Wieland A., Pape T., Möbius J., Klock J.H., Michaelis W. Carbon pools and isotopic trends in a hypersaline cyanobacterial mat // *Geobiology*. 2008. V. 6. P. 171–186.

Witte U., Wenzhöfer F., Sommer S., Boetius A., Heinz P., Abrede N., Sand M., Cremer A., Abraham W.-R., Jørgensen B.B., Pfannkuche O. *In situ* experimental evidence of the fate of a phytodetritus pulse at the abyssal sea floor // *Nature*. 2003. V. 424. P. 763–766.

УНИКАЛЬНЫЕ ХОЛОДНОВОДНЫЕ РИФЫ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА РУССКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ

Дронов А.В.

Геологический институт РАН, г. Москва, dronov@ginras.ru

Ордовикский период характеризуется резким ростом биологического разнообразия морских беспозвоночных, которое получило название «события великой ордовикской биодиверсификации» (The Great Ordovician Biodiversification Event) [Webby et al., 2004]. Наряду с увеличением количества родов и видов ископаемых организмов, стали возникать новые экосистемы и, в частности, резко возросло разнообразие «рифовых» сообществ и увеличилось разнообразие органогенных построек. Именно в ордовике произошел переход от преимущественно микробиальных рифов, представленных строматолитовыми и тромболитовыми биогермами и биостромами к кластерным и, в дальнейшем, к каркасным рифовым постройкам. В конце ордовика, с появлением кораллов, возникли первые кораллово-строматопороидные рифы [Webby, 2002].

Но самые интересные, зачастую уникальные, характерные только для одного региона или даже для одного-единственного местонахождения органогенные постройки возникают в конце раннего и в среднем ордовике, когда происходило становление палеозойской «эволюционной фауны» и палеозойских «рифов» [Johns, 1995; Webby et al., 2004]. Определенная, возможно значительная, часть этих объектов еще ждет своего описания и изучения. В данном сообщении будут рассмотрены два типа необычных среднеордовикских орстано-

генных построек умеренного климата (холодноводных), распространенных на Русской и Сибирской платформах. Это, соответственно, так называемые, Геккеревы горбы ордовика Балтоскандии [Дронов, Федоров, 1994; Fedorov, 1999] и Мойерониево-ангарелловые биогермы долины реки Мойеро на Сибирской платформе [Дронов, Кушлина, 2016].

Органогенные постройки необычного состава и строения были впервые достоверно установлены в отложениях среднего ордовика Ленинградской области (волховский и кундаский горизонты) в 1992 г., при исследовании так называемого «Сясьского горба» [Дронов, Иванцов, 1994]. Под этим именем данная структура, принятая за синседиментационную антиклинальную складку, была первоначально описана в долине р. Сясь [Вишняков, Геккер, 1937]. В ходе дальнейших исследований выяснилось, что структуры аналогичные Сясьскому горбу широко распространены в ордовике Ленинградской области и их было решено именовать «Геккеревыми горбами», по имени одного из первооткрывателей Сясьского горба, Р.Ф. Геккера [Дронов, Федоров, 1994; Fedorov, 1999]. Геккеревы горбы были достаточно подробно изучены в результате специальных исследований в 1992–2003 гг. [Федоров, Дронов, 1998; Федоров, 2003; Fedorov, 2003].

Крупные Геккеревы горбы представляют собой пологие на периферии (доли градуса) и более крутые в центральной части (от 5° до 30° и более) положительные формы рельефа, выступавшие над дном палеобассейна в виде слегка асимметричных, округлых или эллипсоидальных в плане холмов. В каждой постройке присутствуют две основные фации: 1) фация глинистого ядра и 2) фация микритовой коры. Основание всех построек плоское и приурочено к поверхности твердого дна в основании волховского горизонта. Этот стратиграфический уровень соответствует подошве среднего ордовика. Диаметр глинистого ядра у основания оценивается в 200–300 м. Высота крупных горбов составляет 4–5 м. Фация глинистого ядра, слагающая внутреннюю часть построек, представлена серыми или желтыми глинами, переслаивающимися со слоями биокластических известняков. В глинах встречаются прослои и линзы микритовых и биокластических известняков. В этих фациях встречаются брахиоподы, остракоды, мшанки, эхинодерматы, трилобиты и даже граптолиты.

Глиняные горбы покрыты карбонатной корой от 0.05 до 0.7 м толщиной, которая представлена розоватыми или желтоватыми микритовыми известняками. В микритовой коре горбов встречается тонкослоистая структура нарастания, образованная, вероятно, цианобактериальными матами и короткие кальцитовые иглолочки, которые могут быть интерпретированы как спикеры губок. Внешняя поверхность микритовой коры горбов испещрена сверлениями *Trypanites* и представляет собой поверхность твердого дна, к которой притыкаются слои биокластических известняков вмещающих отложений, образуя, местами, подобие углового несогласия.

Помимо крупных построек, встречающихся на востоке Ленинградской области, в разрезе присутствуют более мелкие, так называемые, «эмбриональные горбы» [Дронов, Федоров, 1994; Федоров, Дронов, 1998]. Они имеют вид выпуклых кверху глиняных линз с плоским основанием, мощностью 7–15 см и до 1.5–3 м в диаметре, покрытых тонкой микритовой корой, обычно 1.5–3 см толщиной. Эмбриональные горбы широко распространены на западе Ленинградской области и в Эстонии, т.е. в более мелководных отложениях, нежели крупные горбы восточной части региона. Кроме того, аналогичные по составу и строению эмбриональные горбы присутствуют в более глубоководных, красноцветных отложениях Швеции [Федоров, 2003]. Здесь они также первоначально были описаны как мелкие синседиментационные складки [Lindström, 1963]. Получается, что крупные постройки приурочены лишь к средней, наиболее богатой глинистой составляющей, части гомоклиналиного рампа.

Органогенные постройки типа геккеревых горбов формировались на глубинах от 1–2 м до нескольких десятков метров. Они встречаются в отложениях хуннебергского, биллингенского и волховского горизонтов (верхи флоского и дапинской ярусы). Учитывая современные палеогеографические реконструкции, они являются самыми высокоширотными из известных на сегодняшний день в ордовике органогенных построек. Кроме того, анализ

вещающих отложений показывает, что это уникальные для нижнего палеозоя постройки умеренного климата, т.е. «холодноводные рифы» [Lindström, 1984; Dronov, Rozhnov, 2007]. Основными рифостроящими организмами Геккерových горбов являются губки и цианобактерии, т.е. это губково-микробиальные постройки.

Ранее губково-микробиальные рифы были известны лишь из отложений нижнего и среднего ордовика тропических широт [Johns, 1995; Webby, 2002; Li et al., 2015]. Основное внешнее отличие Геккерových горбов от построек тропического климата заключается в наличии у первых глиняного ядра. До настоящего времени, постройки типа Геккерových горбов были встречены только в нижнем и низах среднего ордовика палеоконтинента Балтика. По-видимому, можно ожидать их обнаружения в отложениях соответствующего возраста Тимано-Печорской провинции и, возможно, Полярного Урала.

Еще одним типом уникальных среднеордовикских рифов являются Мойерониево-ангарелловые биогермы долины реки Мойеро [Дронов, Кушлина, 2016]. Биогермы эти известны начиная с 1960-х гг. [Мягкова и др., 1963, 1977], однако специально они никогда не изучались. Основными рифостроителями в этих своеобразных и уникальных органогенных постройках выступают мойеронии (*Moyeronia*), ангареллы (*Angarella*) и мягковии (*Miagkivia*), эндемичные для Сибирской платформы организмы неясного систематического положения. Ангареллы относятся обычно к беззамковым брахиоподам, а мойеронии и мягковии – к двустворчатым моллюскам [Никифорова, Розов, 1979; Розов, 1980, 1981]. В биогермах отмечены также соленопоровые водоросли и цианобактерии. Основными биокластами вмещающих пород являются обломки трилобитов, остракод, брахиопод и иглокожих.

В отличие от Балтийского, Сибирский палеоконтинент в течение всего ордовика находился в тропических широтах, поэтому для мелководных карбонатных отложений нижнего и низов среднего ордовика Сибирской платформы характерны тепловодные тропические карбонаты со строматолитовыми биогермами и биостромами [Сычев и др., 1981]. Начиная с низов среднего ордовика (кимаийский горизонт), в разрезе наряду со строматолитовыми начинают попадаться соанитовые биогермы. Основными рифостроящими организмами в них являются кубкообразные организмы рода *Calathium* Billings, 1865, относящиеся к семейству *Soanitidae* Мягкова, 1965 [Мягкова и др., 1977; Мягкова, 1981] и губки. Губково-калатиумные «рифы» широко распространены в отложениях верхов нижнего ордовика (флоский ярус) платформы Янцзы, где наряду с древнейшими мшанковыми «рифами» верхнего тремадока они рассматриваются как первые свидетельства перехода от преимущественно микробиальных рифовых систем к преимущественно метазойным (*metazoan-dominated*) [Li et al., 2015].

В среднем ордовике Сибирской платформы, однако, на очень короткий период времени (верхи вихоревского и муктэйский горизонты), выше уровня развития калатиумных рифов появляются Мойерониево-ангарелловые рифы. Крупные постройки этого типа известны лишь из одного обнажения на правом берегу реки Мойеро, примерно в 0.5 км выше устья ее правого притока реки Бугарикты в северо-восточной части Тунгусской синеклизы, поблизости от Анабарской суши. Постройки представлены 8 индивидуальными биогермами до 2–2.5 м высотой и около 5–12 м в диаметре. По-видимому, они представляют собой вскрытый речной эрозией фрагмент барьерной системы. Вмещающие породы представлены хорошо слоистыми мергелями и биокластическими вакстоунами Мойеронской свиты. По возрасту постройки соотносятся с верхами вихоревского горизонта, что примерно соответствует верхам дарривильского яруса среднего ордовика. Более мелкие постройки 10–20 см высотой встречаются и в муктэйском горизонте.

От подстилающих отложений со строматолитовыми и соанитовыми биогермами отложения, содержащие Мойерониево-ангарелловые рифы, отделяются толщей кварцевых песчаников, около 70 м мощностью, являющейся возрастным и фациальным аналогом байкитских песчаников юго-запада Тунгусской синеклизы. На юго-западе эти песчаники разделяют две контрастные карбонатные серии: нижнюю тепловодную (нижний и низы среднего ордовика) и верхнюю холодноводную (верхи среднего и верхний ордовик) [Dronov, 2013].

Получается, что Мойерониево-ангарелловые биогермы приурочены к отложениям, которые начинают серию холодноводных карбонатов Сибирской платформы. Характер вмещающих отложений не противоречит этим выводам.

Неожиданная смена вверх по разрезу тепловодных карбонатов холодноводными для палеоконтинента, находящегося в тропических широтах не является уникальной особенностью ордовика Сибирской платформы. Такая же направленность эволюции осадконакопления выявлена и для ордовика Североамериканской платформы, которая также в течение всего ордовика находилась в тропических широтах [Holland, Patzkowsky, 1996]. Однако, ничего подобного каркасным Мойерониево-ангарелловым рифам на Североамериканской платформе не зафиксировано [Webby, 2002]. По-видимому, эти уникальные постройки представляют новый ранее не известный этап эволюции рифообразования и рифовых сообществ. Они располагаются между кластерными губково-калатиумными рифами нижнего и среднего ордовика и каркасными кораллово-строматопороидными рифами верхнего ордовика [Li et al., 2015].

Мойерониево-ангарелловые рифы не встречаются нигде за пределами Сибирской платформы. Если мойеронии и мягковии действительно относятся к двустворчатым моллюскам [Розов, 1980, 1981], то ближайшими аналогами этих своеобразных построек являются, по-видимому, рудистовые рифы мелового периода [Höfling, Scott, 2002]. Наряду с Геккеревыми горбами ордовика Балтоскандии они, возможно, представляют собой второй тип среднеордовикских холодноводных «рифов».

Литература

- Вишняков С.Г., Геккер Р.Ф. Следы размыва и внутрипластовые нарушения в глауконитовых известняках нижнего силура Ленинградской области // Юбилейный сборник в честь Н.Ф. Погребова. Л.: ОНТИ-НКТП, 1937. С. 30–45.
- Дронов А.В., Иванцов А.Ю. Органогенные постройки в нижнеордовикских карбонатных отложениях окрестностей Санкт-Петербурга // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1994. Вып. 1. № 7. С. 23–30.
- Дронов А.В., Федоров П.В. Новые данные о строении и распространении геккеревых горбов в нижнеордовикских карбонатных отложениях окрестностей Санкт-Петербурга // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1994. Вып. 2. № 14. С. 89–93.
- Дронов А.В., Кушлина В.Б. Мойерониево-ангарелловые биогермы среднего ордовика Сибирской платформы // ПАЛЕОСТРАТ–2016. Программа и тезисы докладов. М.: ПИН РАН, 2016. С. 30–31.
- Мягкова Е.И., Никифорова О.И., Высоцкий А.А., Ивановский А.Б. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины реки Мойеро. М.: Изд. АН СССР, 1963. 65 с.
- Мягкова Е.И., Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э. Разрез ордовика и силура реки Мойеро. Новосибирск: Наука, 1977. 176 с.
- Мягкова Е.И. К морфологии *Soanitida* // Проблематики фанерозоя. М.: Наука, 1981. С. 30–37.
- Никифорова О.И., Розов С.И. Проблематика из ордовикских отложений Сибирской платформы // Палеонтологический журнал. 1979. № 4. С. 96–100.
- Розов С.Н. Новый род двустворок (?) из ордовикских отложений Сибирской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. Вып. 2. С. 90–94.
- Розов С.Н. Две проблематичные окаменелости из ордовикских отложений Сибирской платформы – *Miagkovia* и *Moeyeronia* // Проблематики фанерозоя. М.: Наука, 1981. С. 92–105.
- Сычев О.В., Абаимова Г.П., Ядренкина А.Г. Органогенные постройки раннего ордовика юго-запада Сибирской платформы (бассейн р. Подкаменной Тунгуски) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1981. С. 121–138.
- Федоров П.В., Дронов А.В. Нижнеордовикские органогенные постройки Северо-Запада Русской платформы // Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 184–191.
- Федоров П.В. Карбонатно-глиняные иловые холмы нижнего-среднего ордовика Балтоскандии. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: Лема, 2003. 16 с.
- Dronov A. Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2013. V. 389. P. 87–95.

Dronov A., Rozhnov S. Climatic changes in the Baltoscandian basin during the Ordovician: sedimentological and palaeontological aspects // *Acta Palaeontologica Sinica*. 2007. № 46 (Suppl.). P. 108–113.

Fedorov P.V. Hecker-type organic mud mounds from the Lower Ordovician of the East Baltic // *Quo vadis Ordovician? Short papers of the 8th International Symposium on the Ordovician System*. *Acta Universitatis Carolinae. Geologica*. 1999. V. 43. № S. Praha. P. 139–142.

Fedorov P.V. Lower Ordovician mud mounds from the St. Petersburg region, northwestern Russia // *Bul. Geol. Soc. Denmark*. 2003. V. 50. P. 125–137.

Holland S.M., Patzkowsky M.E. Sequence stratigraphy and long-term paleoceanographic change in the Middle and Upper Ordovician of the eastern United States // *Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the American Craton*. Geological Society of America. Spec. Pap. 306. 1996. P. 117–129.

Höfling R., Scott R.W. Early and Mid-Cretaceous buildups // *Phanerozoic reef patterns*. SEPM Spec. Publ. № 72. Tulsa: SEPM, 2002. P. 521–548.

Johns R.A. The good, the bad, and the ugly: the paleoecology of Ordovician sponge/algal reef mounds // *Ordovician Odyssey*. Short Papers for the Seventh International symposium on the Ordovician System, Fullerton. 1995. P. 429–432.

Li Q., Li Y., Wang J., Kiessling W. Early Ordovician lithistid sponge-Calathium reefs on the Yangtze Platform and their paleoceanographic implications // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2015. V. 425. P. 84–96.

Lindström M. Sedimentary folds and the development of limestone in an Early Ordovician sea // *Sedimentology*. 1963. V. 2. P. 243–292.

Lindström M. The Ordovician climate based on the study of carbonate rocks // *Aspects of the Ordovician system*. *Palaeontological Contrib. University of Oslo* № 295. Universitetsforlaget. 1984. P. 81–88.

Webby B.D. Patterns of the Ordovician reef development // *Phanerozoic reef patterns*. SEPM Spec. Publ. № 72. Tulsa: SEPM, 2002. P. 129–179.

Webby B.D., Paris F., Droser M.L., Percival I.G. (Eds). *The Great Ordovician Biodiversification Event*. New York: **Columbia University Press, 2004. 484 p.**

БАКТЕРИАЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА И ОСАДОЧНОЕ ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ

Кузнецов В.Г.

*Российский государственный университет нефти и газа, г. Москва,
vgkuz@yandex.ru*

Во второй половине 20 столетия было установлено, что благодаря жизнедеятельности простейших, и прежде всего цианобактерий была утилизирована огромная масса CO₂, и переведена в осадок в виде карбонатов, в результате чего воды Мирового океана стали щелочными, а в атмосфере появился свободный кислород и обстановка стала в целом окислительной. С началом фанерозоя функция генерации кислорода перешла к растениям, и область жизни цианофитов, равно как и создание последними геохимических сред, локализовались в ограниченных участках. Было установлено влияние бактерий, в том числе через цикл кальция, на создание и регулирование кислотно-щелочного режима среды осадкообразования [Заварзин, 2002]. Тем самым было показано значение бактериальной деятельности на создание геохимической среды внешних геосфер, где и реализуются процессы осадочного породообразования. Еще раньше появились исследования по непосредственному влиянию бактерий на образование осадочных пород. Уже в начале прошлого века Г.А. Надсон [1903] опытным путем осуществил осаждение карбонатов с помощью бактерий. Систематические работы в этом направлении как в лабораторных условиях, так и на природных установили роль бактерий в осаждении карбонатов, причем не только кальциевого, но и, что более важно, магниезиального, а также кремнистого и фосфатного состава. Таким образом, бактериальные сообщества, во-первых, создают локальные геохимические условия, ведущие

к осаждению материала, и, во-вторых, на генерированных ими биопленках, фиксируются вещества, причем разного состава. Непосредственное детальное изучение результатов микробиальной деятельности литологами стало возможным в связи с появлением и широким использованием сканирующего микроскопа. Именно эти объекты рассматриваются в настоящем сообщении.

По-видимому, первыми примерами результатов подобных микробиальных процессов были строматолиты, которые даже получили название биоседиментарные структуры. Достаточно быстро стало ясно, что микробиальная деятельность не ограничивается только образованием строматолитов, был предложен, и широко вошел в научный обиход обобщающий термин – микробиолиты (*microbiolite*) – **органосадочные образования, сформированные в результате взаимодействия донных микробиальных сообществ путем улавливания и/или локального химического осаждения материала [Burne, Moore, 1987]. Это своего рода вариант термина Я.В. Самойлова – биолиты.** Микробиолиты создаются достаточно широким комплексом микроскопических организмов. Самыми массовыми среди них являются прокариоты – на ранних этапах геологической истории археи, а затем и бактерии, ведущими среди последних, видимо, являются цианобактерии; имеются также серные, пурпурные, сульфатредуцирующие бактерии, и представители других групп организмов – лишайники, простейшие грибы и водоросли.

Геологические формы нахождения микробиолитов представлены в самом обобщенном виде двумя главными морфологическими типами. Первый тип – это различного типа слоистые образования, которые включают в себя, прежде всего, строматолиты с их, в свою очередь, морфологическим разнообразием, биопленки и более мощные биоматы, где бактериально обусловленная микрослоистость не всегда отчетливо выражена. Второй тип – это обособленные микробиальные образования. Типичными и, видимо, наиболее распространенными представителями этого типа являются тромболиты, онколиты и, с определенной степенью условности, оолиты.

Все виды микробиальных образований этого типа могут в том или ином количестве присутствовать в разных породах, они также образуют собственные породы соответствующей структуры, где обособленные бактериальные форменные элементы скреплены различным по составу цементом – либо тем же, что и сами эти элементы, либо, что, видимо, реже, иным. При этом сами форменные элементы при их значительном количестве могут образовывать некое подобие каркасов и формировать небольшие постройки и даже рифы. Наиболее распространены микробиолиты карбонатного, причем нередко магнезиального состава. В определенной степени это обусловлено широким распространением карбонатов вообще, поскольку они составляют по меньшей мере пятую часть осадочной оболочки Земли и являются третьи после глин и силикокластических пород по распространенности группой. К тому же именно карбонаты наиболее чувствительны к изменениям кислотно-щелочных условий, которые, во многом сами и определяют. Кроме чисто карбонатных образований таких как наиболее распространенные известняки и доломиты и более редкие магнезиты, микробиальные сообщества играют важную роль в формировании фосфоритов, частично кремнистых и некоторых других пород.

Микробиальные сообщества создают не только минеральное вещество осадочных пород, но во многом определяют структуру и текстуру образующихся пород. Таковы оолитовые и онколитовые структуры, строматолитовые текстуры карбонатных, фосфатных, реже кремнистых пород. Микробиальные текстуры рассматриваются как отдельная категория осадочных текстур вообще [Noffke et al., 2001]. **Подобные строматолитовые текстуры имеются даже в таких сугубо хемогенных образованиях как гипсы.** Галофильные бактериальные сообщества, обитающие в условиях очень высокой солености, служили своеобразной матрицей, которая и определила соответствующее строение химически осажденного сульфата кальция.

Механизмы осаждения и образования микробиолитов достаточно разнообразны. Наиболее важным, скорее, может быть, принципиально важным является создание опреде-

ленных специфических геохимических условий, которые обуславливают перевод растворенных в воде веществ в твердую фазу с последующим их осаждением и фиксацией на дне водоема. Подобное влияние реализуется как в глобальном масштабе, так и на сугубо локальных участках. Первоначальное объяснение этого чисто химическими причинами – сменой щелочной геохимической среды, способствующей осаждению магниезальных карбонатов на слабо щелочную и нейтральную, когда осаждаются карбонаты кальция, оказалось весьма грубым, механистическим. Выяснилось, что само по себе повышение рН **не определяет** садку магниезальных карбонатов. Специальными исследованиями микробиологов показано, что осаждение ионов, из которых затем образуются минералы, происходит на поверхности клеток внутри гликокаликса – внеклеточного полимерного вещества, получившего даже специальную аббревиатуру – ВПВ (или международную EPS – **extracellular polymeric substance**), причем само осаждение провоцируется небольшим сдвигом рН и при его повышении фиксируются преимущественно ионы магния. Само по себе наличие соответствующей кислотно-щелочной обстановки это необходимое, но не достаточное условие; необходимо также наличие особого органического вещества, матрицы, на которой и осаждаются соответствующие карбонаты. Само же органическое вещество со временем обычно разрушается. Таким образом, роль микробиоты в осаждении карбонатов и особенно магниевых, двояка – повышение рН среды и генерация органического вещества, на котором и фиксируются ионы кальция и магния. Аналогичным образом на гликокаликсе фиксируется и кремнезем. При этом, кроме самого наличия его в растворе, для осаждения необходимы относительно пониженные значения рН [Ushatinskaya et al., 2006].

Поскольку одним из способов осаждения материала является фиксация тонкого взвешенного в воде материала, микробиолиты нередко отличаются повышенной глинистостью, вплоть до образования глинисто-карбонатных обогащенных органическим веществом пленок и прослоев.

Намечается определенная эволюция формирования микробиолитов в геологической истории, как по их типам, так и по областям образования. В докембрии основной формой микробиолитов были строматолиты, которые в протерозое и начале палеозоя микробиолиты формировались на дне обширных мелководных, и прежде всего эпиконтинентальных морей в условиях средней для того времени солености. С начала фанерозоя количество их резко сократилось, а их формирование все более локализовалось в менее благоприятных для уже возникшей высокоорганизованной биоты обстановках литорали и прилегающих к ней сублиторали и супралиторали, нередко с нарушенным относительно среднеокеанического гидрологическим, или, точнее, гидрохимическим режимом. Спецификой архея и раннего протерозоя, видимо, было наличие и даже возможно преобладание микробиолитов кремнистого состава, в том числе в виде первоначальных строматолитов. Не исключено, что этому способствовала также кислая в целом геохимическая среда, поскольку позднее она сменилась щелочной, в которой кремнезем относительно легко растворяется и соответственно такая обстановка не благоприятна для его осаждения. Кремнистые организмы широко развиты и в протерозое [Сергеев, 2006], но собственно микробиолиты относительно редки или практически исчезают. Ситуация кардинально изменилась с появлением и развитием высокоорганизованных организмов. Во-первых, как уже отмечалось, неизмеримо более организованная биота вытеснила микробиальные сообщества в менее благоприятные экологические условия литорали, суб- и супралиторали в водоемы с аномальной относительно среднеокеанической соленостью. Параллельно это привело к общему сокращению суммарного количества микробиальных образований и «замену» их породами, которые обычно называют биогенными. Последнее в наибольшей степени касается карбонатных пород. Одновременно, относительно большее развитие получили микробиальные образования в виде тромболитов, многие из которых, если не большинство, формировались в обстановках морей среднеокеанической солености. Своеобразна эволюция микробиального фосфатогенеза. Строматолитовые фосфориты широко развиты в протерозое, начиная с нижнего, достигают максимума в среднем протерозое, ограничено распространены в кембрии и практически исчезают в более моло-

дых отложениях. Онколитовые, пеллетовые и прочие микробиально-сгустковые структуры появляются со среднего рифея и в значительных количествах присутствуют в фосфоритах венда-кембрия. Еще один пик микробиально-сгустковых фосфоритов приходится на пермь. Показательно, что намечается отчетливый параллелизм развития фосфоритов подобной структуры (и, видимо, происхождения), доломитов и цианобактериальных сообществ. Это дополнительно может свидетельствовать о роли последних в формировании как доломитов, так и фосфоритов. Не исключено, что смена строматолитовых фосфоритов микробиально-сгустковыми связана с определенной эволюцией самой фосфоросажающей микробиоты.

Наряду с этой генеральной – однонаправленной линией намечается и, правда, очень слабая неравномерность этого развития, периодическое появление и развитие микробиолитов после глобальных биологических кризисов. В ряде случаев установлено, что после по крайней мере некоторых биотических кризисов и массовых вымираний биоты (**mass extinction**) первыми и в достаточно значительных количествах появляются именно микробиальные образования. Такое явление отмечено на границе перми и триаса, после франско-фаменского вымирания (**Kellwasser event**), меньше после позднеордовикского события – оледенения [**Kershow et al., 2014**]. В определенной степени к этим же интервалам приурочено развитие некоторых типов бескаркасных рифов. Второе важное обстоятельство – неравномерность развития, некоторое отступление, своеобразный ренессанс докембрийских условий и типов отложений в перми. Эта эпоха характеризовалась определенной активизацией накопления доломитов и микробиальных фосфоритов.

Таким образом намечается несколько сторон эволюции микробиолитов – смена областей и обстановок формирования и их разновидностей, их минерального состава, частично самих типов микробиолитов.

Литература

- Заварзин Г.А.* Микробный геохимический цикл кальция // Микробиология. 2002. Т. 71. № 1. С. 5–22.
- Надсон Г.А.* Микроорганизмы как геологические деятели. СПб.: 1903. 110 с.
- Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация и биостратиграфическое значение. М.: ГЕОС, 2006. 280 с.
- Burne R.V., Moore L.S.* Microbiolites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities // *Palaios*. 1987. V. 2. № 3. P. 241–254.
- Kershaw W., Crasquin S., Collin P.-Y.* Microbiolites and rapid environmental change in carbonate systems: paleogeographic and paleoecological perspectives // 19-th IAS 2014 Geneva. P. 34.
- Noffke N., Gerdes G., Klenke Th., Krumbein E.* Microbially induced sedimentary structures – a new category within the classification of primary sedimentary structures // *J. Sed. Res.* 2001. V. 71. P. 649–656.
- Ushatinskaya G.T., Gerasimenko L.M., Zegallo E. A., Zaitseva L. A., Orleanskii V. K.* Significance of Bacteria in Natural and Experimental Sedimentation of Carbonates, Phosphates, and Silicates // *Paleontological Journal*. 2006. V. 40. Suppl. 4. P. S524–S531.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИГЕННОГО ВЕНДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ – ОДНОГО ИЗ САМЫХ ДРЕВНИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПЛАНЕТЫ

Лебедев М.В.

ООО «ТННЦ», г. Тюмень, MVLebedev2@rosneft.ru

Как известно, вендский период истории Земли начался примерно 600 млн лет назад и закончился примерно 535 млн лет назад [Стратиграфический..., 2006]. То время было еще очень далеко до появления обильной водной флоры и фауны, наземной растительности,

преобразившей облик планеты и, соответственно, структуры седиментационных систем. Поэтому осадконакопление в венде в целом отличалось от современного. Найти современные аналоги вендских осадочных систем представляет определенную трудность.

В настоящем сообщении рассматриваются следующие вопросы: 1) главный принцип построения литолого-фациальных моделей осадочных бассейнов; 2) существующие представления о стратиграфии терригенного венда в районе исследования; 3) фациальная структура объекта и соотношения между фациями и литотипами; 4) фациальная модель терригенного венда района исследования; 5) выводы об особенностях вендского терригенного осадконакопления и возможные современные аналоги.

Главный принцип фациального моделирования. Формальная модель осадочного бассейна должна быть тождественна реальному бассейну в существенном для целей фациального моделирования отношении [Лебедев, 2006, 2008]. Она должна быть вертикальной последовательностью элементарных горизонтов (слоев). Каждый из горизонтов должен быть закономерной латеральной последовательностью элементарных фаций (горизонт должен иметь фациальную структуру). Следует особо подчеркнуть, что речь идет об идеальной модели при отсутствии эрозионных перерывов, диастем.

При исследовании полученной формальной модели были введены следующие понятия. Понятие «*фациально-согласное залегание элементарных горизонтов*». Под этим понятием понимается следующее: каждая элементарная фация определенного типа нижнего горизонта должна подстилать однотипную элементарную фацию верхнего горизонта, а каждая элементарная фация определенного типа верхнего горизонта должна перекрывать однотипную элементарную фацию нижнего горизонта. Понятие «*фациально-согласное залегание*» проясняет идею о генетически взаимосвязанной последовательности осадков. Иными словами, у каждой элементарной фации нижнего горизонта есть свой потомок, у каждой элементарной фации верхнего горизонта есть свой предок. Понятие «*фациальное несогласие*». Под ним понимается изохронная поверхность, на которой нарушается условие фациально-согласного залегания горизонтов. Выражается это в контакте двух фаций, которые не соседствуют по латерали в осадочном бассейне. Были выделены фациальные несогласия двух родов. Фациальные несогласия I рода (**генетическое и инверсионное**) связаны с изменением фациальной структуры бассейна. Фациальные несогласия II рода связаны с резкими трансгрессиями и регрессиями, нарушающими закономерную вертикальную последовательность фаций при сохранении фациальной структуры бассейна. Понятие «*фациальная серия*» – часть осадочного бассейна, ограниченная фациальными несогласиями. Фациальные серии представляют собой закономерные латеральные ряды фаций. Понятие «*фациальная модель осадочного бассейна*» описывает прототип как вертикальную последовательность фациальных серий с известной латеральной структурой, ограниченных фациальными несогласиями известного типа. Именно благодаря закономерному строению фациальных серий можно прогнозировать литологическое строение осадочного бассейна в межскважинном пространстве на основе имеющихся фациальных колонок.

Представления о стратиграфии терригенных отложений венда. Стратиграфия терригенного венда основана на региональных горизонтах – осадочных сериях (геологических телах, ограниченных региональными стратиграфическими несогласиями). Согласно официальной схеме [Решения..., 1989] рассматриваемый комплекс входит в состав непского и тирского горизонтов. Альтернативные точки зрения: 1) объект входит в состав нижненепского, верхненепского, тирского горизонтов [Непско-Ботубинская..., 1986 и др.]; 2) объект входит в состав нижненепского и верхненепско-тирского горизонтов [Лебедев и др., 2014 и др.]. Авторская точка зрения доказывается прослеживанием между соседними скважинами глинистых и карбонатных маркирующих пластов. В результате проведенных работ установлено, что верхненепский терригенный комплекс и нижняя терригенная часть тирского горизонта представляют собой стратиграфически согласную последовательность отложений, которая и стала объектом рассмотрения в докладе.

Фациальная структура элементарного горизонта и соотношения между фациями и литотипами. Из работ [Гурова и др., 1986, 1988] и многих других, а также из собственных исследований автора можно сделать вывод, что рассматриваемые отложения накапливались в широком спектре обстановок седиментации от прибрежных равнин до открытого морского бассейна.

Какие требования определяют выбор фациальной структуры элементарного горизонта? По мнению автора их, как минимум, три. Во-первых, структура горизонта является законом литологической интерполяции. То есть входящие в горизонт элементарные фации должны находиться друг с другом в закономерных латеральных отношениях. Во-вторых, разбиение горизонта на элементарные фации должно отвечать цели исследования. Иными словами, в фации должны группироваться как коллектора, так и вмещающие их отложения. В-третьих, разбиение горизонта на элементарные фации должно быть достаточно грубым для того, чтобы задать соответствия между фациями и литотипами.

Под литотипами здесь понимаются элементарные осадочные тела, выделенные по комплексу признаков, позволяющих восстановить обстановку их формирования: литологии, структуре, текстуре, фауне, флоре, геохимическим признакам и т.д. (объекты наблюдения). Соответственно, под фациями понимаются связные совокупности литотипов (сложные геологические тела), соответствующие системе обстановок седиментации, заданной в согласии с законами дифференциации осадков (теоретические объекты).

В соответствии с указанными положениями была выбрана следующая латеральная последовательность фаций элементарного горизонта (от области эрозии к морскому бассейну): элементарная фация континентальных песков (аллювиальные отложения) → элементарная фация континентальных и прибрежно-морских илов (прибрежная равнина, лагуны, мелководные заливы) → элементарная фация прибрежно-морских песков (пляжево-баровые комплексы) → элементарная фация морских илов (глинистые и карбонатные отложения открытого морского бассейна).

Выбор этот имеет следующее обоснование. Положение на профиле двух иловых и двух песчаных фаций определяется гидродинамикой бассейна седиментации. Континентальные и прибрежно-морские песчаники являются резервуарами углеводородов. Различие иловых фаций субконтинентального и морского происхождения позволяет прогнозировать направление поисков резервуаров. Выделение всего четырех основных фаций позволило установить соотношения между ними и 19 литотипами, выделенными в разрезах скважин. Краткое их описание приведено ниже.

Элементарная фация континентальных песков. Гравелиты серые, зеленовато-серые, разнозернистые, песчанистые, с галькой кварцитов и полевых шпатов размером до 1.5 см, плохо отсортированные, с плохо и средне окатанными зернами, преимущественно аркозового состава, послойно с глинисто-ангидритовым цементом базально-порового типа, послойно слабо сцементированные. Слоистость косая крупная (до 20 см), таблитчатая, параллельная и клиновидная, однонаправленная, с прямолинейными и вогнутыми слоями (максимальный угол до 40°). В пачках гравелитов залегают прослои до 1 м мощностью (около 20–30%) аргиллитов алевритовых, иногда с тонкими слоями разнозернистых гравелитов (проксимальные части аллювиальных конусов выноса (?)).

Песчаники серые, зеленовато-серые, разнозернистые, гравелитовые, плохо и средне отсортированные, со средне окатанными зернами, полевошпат-кварцевого состава, часто с глинистым и ангидритовым цементом порового и базально-порового типов. Слоистость песчаников мелкая (1–5 см), косая плоскостная и желобообразная, в основном однонаправленная, с вогнутыми слоями, падающими под углом 10–15° (дистальные части аллювиальных конусов выноса (?)).

Элементарная фация континентальных и прибрежно-морских илов. В основном грубое (по 1–10 см) равномерное переслаивание разнозернистых гравелитовых песчаников, средне-мелкозернистых песчаников, алевритов и в различной степени алевритовых аргиллитов. Для песчаных разностей характерны интракласты аргиллита, доломит-ангид-

ритовый, участками известковый цемент (обстановки прибрежных озер на краях конусов выноса (?)).

Тонкое–грубое (0.1–3 см) переслаивание серо-зеленых алевритовых аргиллитов (50–70%) и черных разномерных песчаных алевритов с текстурой приливного типа. Характерны знаки ряби, следы размыва, мелкие кластические дайки, полигональные системы трещин усыхания и т.д. Весьма характерны для рассматриваемых отложений и текстуры оползания (обстановки верхней части приливо-отливной зоны (?)).

Грубое (0.1–1 м) переслаивание серо-зеленых алевритовых аргиллитов и среднезернистых хорошо отсортированных кварцевых песчаников с многочисленными плоскими гальками вмещающих аргиллитов. В глинистых разностях отмечаются трещины усыхания (обстановки нижней части приливо-отливной зоны (?)).

Равномерное переслаивание в среднем по 0.5–3 см серо-зеленых в различной степени алевритовых аргиллитов и серых средне-мелкозернистых хорошо отсортированных кварцевых песчаников с поровым глинисто-карбонатным и ангидритовым цементом (прибрежные части лагун, мелководных заливов (?)).

Аргиллиты серо-зеленые, прослоями красноцветные, алевритовые, прослоями песчаные (плавающие хорошо окатанные зерна кварца от мелкой до крупной размерности и их присыпки на плоскостях напластования, вероятно, снесенные в лагуну ветром с поверхности барьерного бара) с прослоями песчаников с интракластами, с единичными желваками ангидрита (внутренние части лагун, мелководных заливов (?)).

Доломиты ангидритовые строматолитовые, со столбиками строматолитов. В строматолитовых карбонатах отмечена примесь плавающих песчаных зерен кварца, прослойки внутриформационных конгломератов, изометричные стяжения ангидрита (приливо-отливные равнины (?)).

Доломиты ангидритовые, иногда известковистые (до известняков доломитовых), как правило, глинистые, с пеллетовой и обломочной структурой, с прослоями желваковых ангидритов (приливо-отливные равнины, лагуны (?)).

Доломиты ангидритовые, темно-серые, коричневатые-серые, глинистые, в основном с микротовой, прослоями с пеллетовой структурой, с прослоями желваковых ангидритов и интракластами (внутренние части лагун (?)).

Элементарная фацция прибрежно-морских песков. Песчаники светло-серые, кварцевые, среднезернистые, крупно-среднезернистые, иногда гравелитовые, хорошо и средне отсортированные, с хорошо окатанными зернами, с мелкой и крупной (до 20 см) преимущественно однонаправленной косою слоистостью ряби течения (конуса выноса приливо-отливных протоков(?)).

Песчаники светло-серые, кварцевые, от средне-мелкозернистых до крупно-средне-мелкозернистых, хорошо отсортированные, с хорошо окатанными зернами, с тонкой (0.1–1 см) субгоризонтальной слоистостью (обстановки верхнего пляжа (?))

Песчаники светло-серые, кварцевые, среднезернистые, крупно-среднезернистые, хорошо отсортированные, с хорошо окатанными зернами, в основном с крупной (до 20 см) косою преимущественно разнонаправленной слоистостью (обстановки нижнего пляжа (?)).

Песчаники светло-серые, кварцевые, среднезернистые, хорошо отсортированные, со средне и хорошо окатанными зернами, слабо сцементированные. Текстура пород послойно мелкая перекрестно-косослоистая ряби волнения, послойно тонкая субгоризонтальная (верхняя-средняя часть предфронтальной зоны пляжа (?)).

Песчаники светло-серые, кварцевые, мелкозернистые, алевритовые, хорошо отсортированные, с очень тонкой субгоризонтальной слоистостью, подчеркнутой отдельностью пород (нижняя часть предфронтальной зоны пляжа (?)).

Элементарная фацция морских илов. Грубое переслаивание серо-зеленых алевритовых аргиллитов, тонкослоистых, горизонтальнослоистых и серых кварцевых мелкозернистых алевритовых песчаников с тонкой преимущественно субгоризонтальной слоистостью (переходная зона (?)).

Очень тонкое линзовидно-волнистое переслаивание (от 1 до 5 мм) светло-серых алевроитовых аргиллитов и светло-серых алевролитов (до 40%) (ближний «шельф» (?)).

Аргиллиты серо-зеленые, иногда красноцветные, алевроитистые, тонко-, горизонтально-слоистые, тонкоплитчатые, с единичными тонкими слойками серых алевролитов и темно-серых глинистых доломитов (средний «шельф» (?)).

Доломиты, известковистые доломиты, доломитовые известняки, темно-серые, иногда слабо глинистые, с микритовой структурой (дальний «шельф» (?)).

Фациальная модель терригенного венда верхненепско-тирского горизонта. Как уже отмечалось выше, поверхности фациальных несогласий разделяют фации, не соседствующие по латерали в осадочном бассейне. Так, контакты фации морских илов, с континентальными песчаниками или глинистыми отложениями лагун, прибрежной равнины являются фациальными несогласиями.

Группирование описанных литотипов в фации в разрезах скважин позволило выделить четыре фациальных несогласия (снизу вверх): 1) генетическое фациальное несогласие I рода – эрозионная поверхность – подошва верхненепско-тирского горизонта; 2) трансгрессивное фациальное несогласие II рода – связано с налеганием фации морских илов на континентальные гравелито-песчаные и гравелито-песчано-глинистые отложения; 3) регрессивное фациальное несогласие II рода – связано с налеганием лагунных карбонатных и глинистых отложений на морские глинистые отложения; 4) генетическое фациальное несогласие I рода – кровля терригенного комплекса, перекрытая доломит-ангидритами солеродного бассейна (бассейна другого генетического типа).

Выделенные фациальные несогласия позволили разбить изучаемую часть разреза осадочного бассейна на три фациальных серии (снизу вверх): Хамакинскую; Улаханскую; Ботуобинскую.

Хамакинская фациальная серия на северо-западе территории представляет собой покров аллювиальных песчаников, вероятно, соответствующий отложениям ветвящихся русел современных пустынь. Причем картирование континентальных песчаников позволило выявить конус выноса, достаточно далеко выдвинутый на юго-восток (в область морского бассейна). Разрез Хамакинской фациальной серии в этой зоне имеет следующее строение (снизу вверх): 1) неохарактеризованная kernом пачка переслаивания аргиллитов и песчаников мощностью около 4 м; 2) выше залегает примерно семиметровая пачка грубого переслаивание аргиллитов и песчаников с волнисто-линзовидной слоистостью, интерпретированная как субфация мелководных заливов; 3) ее перекрывает двенадцатиметровая пачка среднезернистых хорошо отсортированных песчаников с тонкой перекрестной косою слоистостью, с галькой аргиллитов в нижней части, несомненно, прибрежно-морского происхождения; 4) затем следует пласт 1.7 м переслаивания разнозернистых гравелитовых песчаников и алевролитов – вероятно, глинистые отложения аллювиальной равнины; 5) выше следует примерно четырехметровый пласт разнозернистых песчаных гравелитов и гравелитовых песчаников с крупной косою слоистостью – несомненно, аллювиальные отложения; 7) венчает разрез четырехметровая пачка алевролитов с прослоями разнозернистых гравелитовых песчаников – вероятно, глинистые отложения аллювиальной равнины.

Как следует из приведенного описания, представленный разрез весьма напоминает современные разрезы дельтовых комплексов. Причем, с учетом формы аллювиального конуса выноса эта гипотеза выглядит весьма вероятной. Таким образом, можно предполагать, что область распространения Хамакинской фациальной серии на северо-восточном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы может представлять собой последовательность дельтовых комплексов – перспективных ловушек нефти и газа Хамакинского продуктивного горизонта.

Улаханская фациальная серия на большей части территории представляет собой покров морских аргиллитов, и лишь на самом севере района замещается на очень хорошо отсортированные прибрежно-морские песчаники Улаханского продуктивного горизонта. О распространении улаханских песчаников в центральной части антеклизы ничего неизвестно,

но построенная модель прогнозирует их распространение севернее Южно-Джункунской, Бюк-Танарской, Чаяндинской, Озерной, Западной площадей района исследования. С этими песчаниками могут быть связаны структурно-литологические ловушки углеводородов.

Ботубобинская фациальная серия представляет собой систему пляжево-баровых комплексов. На северо-запад (в сторону континента) прибрежно-морские песчаники сначала замещаются на преимущественно глинистые отложения лагун – мелководных заливов, а затем на терригенно-сульфатно-карбонатные отложения прибрежной равнины, напоминающие современные сэбкхи. На юго-восток (в сторону бассейна) прибрежно-морские песчаники замещаются сначала на глинистые, а затем на карбонатные отложения морского бассейна.

Приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы. Во-первых, основная особенность вендского преимущественно терригенного осадконакопления, на взгляд автора, заключается в том, что аллювиальные отложения тогда формировались только в форме покровов, образованных системами ветвящихся русел типа современных пустынных вади. Отложения проксимальных частей конусов выноса образованы преимущественно гравелитами и гравелитовыми песчаниками с плохой сортировкой, крупной косою слоистостью ряби течения. Их характерной особенностью являются невыдержанные по простиранию прослой глинистых пород, вероятно, являющиеся телами «шнуркового» типа, заполняющими отмершие русла [Селли, 1989]. Отложения дистальных частей конусов выноса – разнотерристые гравелитовые плохо отсортированные песчаники с мелкой косою слоистостью ряби течения, часто с хемогенным, иногда глинистым цементом и многочисленными прослоями алевролитов и аргиллитов.

Во-вторых, для преимущественно иловых отложений лагун, мелководных заливов, прибрежной равнины характерны следующие отличительные признаки: тонкие прослой гравелитовых песчаников, приливный тип текстуры, трещины усыхания, интракласты, прослой желваковых ангидритов, строматолитовые образования, наличие плавающих песчаных зерен на плоскостях напластования. Наверное, наиболее близким аналогом этих обстановок являются побережья Персидского залива и Западной Австралии.

В-третьих, прибрежно-морские песчаники образовывали пляжево-баровые комплексы вдольберегового простирания, а также изометричные и вытянутые вкрест палеосклона тела, вероятно, входящие в состав дельтовых комплексов. Последнее обстоятельство весьма интересно: обычно считается, что дельты формируют только постоянные водотоки. Отличительные особенности прибрежно-морских песчаников: хорошая сортировка и окатанность зерен, перекрестно-косослоистые текстуры ряби волнения, тонкая горизонтальная слоистость – аналогичны современным отложениям.

В-четвертых, наиболее трудно поддаются диагностике глинистые и карбонатные отложения открытого бассейна. Пока это, в основном, отсутствие признаков мелководного происхождения и положение разреза на площади по отношению к восстановленным фациальным разрезам. Возможно, что для их более надежного определения необходимо привлечь геохимические критерии.

Литература

- Гурова Т.И., Чернова Л.С., Рояк Р.С. Методические рекомендации по изучению и научному прогнозированию резервуаров нефти и газа. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1986. 153 с.
- Гурова Т.И., Чернова Л.С., Потлова М.М. и др. Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1988. 254 с.
- Лебедев М.В. Фациальные несогласия в осадочных бассейнах // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 10. С. 62–68.
- Лебедев М.В. Фациальные серии в осадочных бассейнах // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2008. № 3. С. 8–16.
- Лебедев М.В., Моисеев С.А., Фомин А.М., Топешко В.А. Стратиграфическая схема терригенных отложений венда северо-востока Непско-Ботубобинской антеклизы // Геология и геофизика. 2014. № 5. С. 874–890.

Непско-Ботуобинская антеклиза – новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР. Новосибирск: Наука, 1986. 245 с.

Решения четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 64 с.

Селли Р. Ч. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 294 с.

Стратиграфический кодекс России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.

ХАОТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД (МИКСТИТЫ): СТРОЕНИЕ, ГЕНЕЗИС, ТИПИЗАЦИЯ, ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Леонов М. Г.

Геологический институт РАН, г. Москва, mgleonov@yandex.ru

Введение. Внешняя оболочка земной коры – стратисфера (от лат. *stratum* – слой) характеризуется двумя фундаментальными свойствами: слоистой структурой и латеральной изменчивостью слагающих ее образований. Слоистая структура осадочных и вулканогенных отложений отражает последовательность и историческую периодизацию процессов осадконакопления. Эта закономерность впервые была подмечена жившим во Флоренции датским ученым Н. Стеноном и известна в геологии как закон Стенона (1669 г.). Изменчивость же облика отложений по латерали отражает пространственную смену условий накопления осадочных и вулканогенных пород. Эта сторона вулканогенно-осадочного процесса зафиксирована в правиле фаций, сформулированном в 1833 г. швейцарским геологом А. Гресли. Именно на этих двух «китах»: слоистости и фациальной изменчивости базируется главный метод геологической науки – историко-геологический, и именно эти два основных свойства являются базой пространственно-временных реконструкций развития стратисферы Земли. Однако среди вулканогенно-осадочных отложений известны образования, которые не подчиняются указанным закономерностям. Это так называемые хаотические комплексы пород – микститы (от *mixture* – смесь), которые и будут предметом рассмотрения.

Немного истории. Относительно полная библиография по данному вопросу содержится в работах автора лекции [Леонов, 1978, 1981]. Здесь будут приведены только некоторые реперные моменты изучения хаотических комплексов. По-видимому, впервые описания хаотических комплексов были даны в 70-х–80-х гг. XIX столетия швейцарским геологом Ф. Кауфманом (1878) и итальянскими геологами Л. Бомбиччи (1882) и Дж. Узелли (1883). Классической областью изучения микститов стал район мульды Хабкерн (Альпы), где образования верхнего эоцена Ультрагельветских покровов были названы Ф. Кауфманом «*Wildflysch*» – «дикий флиш», которое подчеркивало их принадлежность к флишу, а также «дикий», хаотический характер их напластования и внутренней структуры. Вскоре сходные образования были обнаружены во многих других районах Земного шара, причем в ассоциации с отложениями разной формационной принадлежности и возраста. В середине XX столетия интерес геологов, в том числе и советских, к хаотическим комплексам резко возрос, так как стало понятно, что они являются не только своеобразным типом геологических образований, но и отражают важные закономерности тектонической жизни Земли и служат мощным средством для определения стиля тектонических движений и межрегиональной корреляции геологических событий. Определенным импульсом для изучения хаотических комплексов послужили работы геологов Итальянской нефтяной компании, от имени которых Ж. Флорес в 1955 г. предложил для обозначения осадочных хаотических комплексов Центрально-Сицилийского бассейна термин «олиостром» от греческих слов «олисто» (скользить), «стром» (пласт) и «литос» (камень), и эти понятия прочно закрепи-

лись в геологической литературе. Количество работ на эту тему стало исчисляться многими десятками. При этом, не обращая внимания на этимологию понятий «олистостром» и «олистолит», геологи высказывали различные представления о генезисе хаотических комплексов, давали им разные названия и приводили различные классификации. Рассматривались варианты тектонического, обвального-оползневое, ледникового, вулканического происхождения. Были предложены различные их названия: диамиктиты (полная смесь), горизонты с включениями, дикий флиш, осадочные клиппы, орогенические оползни, осадочный меланж, деляпсии, олистоны и пр. и пр. И можно сказать, что к концу 1970-х гг. в понимании генетической сущности хаотических комплексов и их роли в формировании стратисферы существовал не меньший хаос, чем в их внутреннем строении. Однако усилиями многих зарубежных и российских геологов к концу 1970-х–началу 1980-х годов основные черты внутреннего строения хаотических комплексов, закономерности их распространения, генетическая сущность были поняты и нашли свое место в схемах типизации. Рассмотрим основные положения геологии хаотических комплексов.

Определение. Микститы – грубокластические комплексы пород любого литолого-петрографического состава и генезиса, состоящие из обломков любых размеров и формы, незакономерно рассеянных в более тонкозернистой, чем обломки, массе (матриксе), несортированные и нестратифицированные. Термин предложен Л. Шермерхорном (1966) и употреблялся для обозначения хаотических комплексов Н.М. Чумаковым, С.В. Руженцевым и И.В. Хворовой, С.Д. Соколовым, М.Г. Леоновым и многими др.

Генезис и типизация. В образовании микститов принимают участие четыре разновидности процессов: тектонические, гравитационные, ледниковые и магматические, которые ответственны за: 1) формирование кластического материала и 2) перемещение кластического материала в пространстве. В соответствии с этим выделены *моногенные микститы*, механизмы формирования кластики которых и ее перемещения в пространстве одинаковы, и *гетерогенные микститы*, механизмы формирования кластики которых и ее перемещения в пространстве различны. К первой разновидности хаотических комплексов относятся микститы тектонические (меланжи, тектонические брекчии), гравитационные (олистостромы s.s., обвалы, оползни, франы, сели), ледниковые (тиллиты) и магматические (эруптивные брекчии). Ко второй разновидности относятся микститы тектоно-гравитационные, ледниково-гравитационные (аллотиллиты) и вулканогенно-гравитационные (лахары). У микститов второй разновидности механизмы образования кластогенного материала различны, а механизм переотложения един и связан с гравитационными процессами.

Участие различных механизмов формирования и переотложения кластического материала хорошо иллюстрируется на примере тектоно-гравитационных микститов, полный генетический ряд становления которых выглядит следующим образом:

<i>Процесс тектонический</i>	→	<i>Процесс гравитационный</i>	→	<i>Процесс тектонический</i>
Тектонизация материала (расчешуивание, дробление, брекчирование), возникновение грубокластического материала.		Перемещение вниз по склону седиментационного бассейна, дополнительное перемешивание и захват отложений бассейна.		Шарьирование массивов на тектоно-гравитационные микститы, их вторичная тектоническая переработка. Преобразование в тектоническую смесь (осадочный меланж)

Особенности строения хаотических комплексов. Каждый из типов микститов обладает признаками (или отсутствием таковых), свойственными всему классу хаотических образований. Среди них выделены обязательные, характерные и запрещенные признаки. *Обязательные признаки:* наличие двух разнородных составляющих (матрикса и включений), незакономерное размещение кластических включений в матриксе и хаотичность внутреннего строения, большие массы грубокластического материала всех размеров и форм, неокатанность обломков, глыб и блоков. *Характерные признаки:* гетерогенность (ассоциация в едином геологическом теле пород различного состава, возраста и генезиса), пудинговый

облик (наличие «плавающих» в основной массе обломков), непостоянство соотношения объемов матрикса и обломков, безструктурность основной массы, отсутствие осадочных структур и текстур, слоистости и стратификации. *Запрещенные признаки:* выраженные слоистость, стратификация, сортировка и окатанность грубокластического материала.

Кроме общих для всего класса признаков, каждый из типов хаотических комплексов обладает также набором специфических, свойственных только данному типу характеристик, которые позволяют идентифицировать их в разрезе стратисферы. Так, например, для тектонических микститов обязательным признаком является наличие хотя бы одного (нижнего) тектонического контакта, а характерным – наличие более молодых, чем вмещающая масса, обломков, а также тектоническая переработка всех составляющих микстита. Тогда как для микститов гравитационных, напротив, наличие первичной тектонической переработки пород и наличие обломков более молодого возраста, чем матрикс, являются признаками запрещенными.

Тектоно-гравитационные микститы как индикаторы геологических процессов и их значение для геодинамических реконструкций. Хаотические комплексы знаменуют собой различные стороны геологической эволюции стратисферы, и их изучение позволяет восстанавливать многие аспекты осадочных и тектонических процессов. Прежде всего, изучение хаотических комплексов и их типизация позволяют восстанавливать обстановки осадконакопления и роль различных факторов (климатических, тектонических и пр.) в осадочном процессе или в геодинамической обстановке того или иного региона. Это положение хорошо иллюстрируется на примере тектоно-гравитационных микститов, которые пользуются значительным распространением в разных горизонтах разреза стратисферы и известны во многих регионах. В настоящее время твердо установленными можно считать следующие положения: 1) тектоно-гравитационные микститы являются комплексами-показателями горизонтальных перемещений горных масс, и их изучение позволяет выявлять этапы интенсивных тектонических движений, приводящих к формированию тектонических покровов и шарьяжей; 2) изучение тектоно-гравитационных микститов позволяет установить горизонтальные движения блоков земной коры даже при отсутствии прямых структурных признаков этих движений, а также оценить соотношение скорости движения покровов и интенсивности разрушения их фронтальной части; 3) отражая своим существованием тектонические движения с горизонтальной составляющей, тектоно-гравитационные микститы дают возможность проведения широких межрегиональных корреляций этапов проявления шраьяжно-надвиговой тектоники.

Равным образом, другие типы хаотических комплексов позволяют расшифровывать многие характерные черты проявления геологических процессов, приводящих к формированию структуры земной коры, а также особенности эволюции стратисферы во времени и в пространстве.

Литература

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

Леонов М.Г. Олистромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.

ТИПОВОЙ РАЗРЕЗ РИФЕЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА – УНИКАЛЬНЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ

Маслов А.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, maslov@igg.uran.ru

На территории Республики Башкортостан и Челябинской области, в пределах западного склона Южного Урала, отвечающего в геологическом отношении большей части Башкирского мегантиклинория (БМА), расположена стратотипическая (эталонная) местность одного из крупнейших подразделений Общей стратиграфической шкалы России – рифея. Его уникальность – это невероятная длительность накопления разнообразных по составу и условиям формирования осадочных ассоциаций, запечатлевших значительное число разномасштабных геологических событий.

Охватывающий громадный временной интервал, рифей представляет собой достаточно специфический этап развития литосферы и биосферы Земли. В эволюции внешних оболочек нашей планеты с ним связано формирование платформенного чехла на гигантских эпикарельских кратонах, последующая их деструкция и распад суперконтинента; появление первых офиолитов и энсиматических подвижных поясов; субглобальные оледенения и развитие обширных мелководных бассейнов осадконакопления. Если в фанерозое история жизни определялась, преимущественно, эволюцией макроскопических, аэробных, многоклеточных эвкариот, основанной на чередовании различных жизненных фаз, а эволюционное развитие экосистем было взаимодополнительным и экспансионистским, то для протерозоя и, в том числе рифея, более характерна эволюция микроскопических метаболически различных одиночных или колониальных прокариот, основанная, главным образом, на внутриклеточном развитии новых биохимических способностей. В рифее господствуют цианобактериальные экосистемы, эвкариоты завоевывают обширные экологические ниши, появляются первые многоклеточные мягкотелые животные.

Характер позднедокембрийских осадочных бассейнов до сих пор является предметом дискуссий. Одни исследователи считают, что палеогеография рифея определялась уникальным, не повторявшимся позднее в истории Земли, развитием обширных мелководных бассейнов. Другие, основываясь на представлениях о значительной близости седиментационных систем и обстановок осадконакопления прошлого и настоящего, предполагают сходство бассейнов позднего протерозоя и, по крайней мере, раннего палеозоя. Многим же представляется, что в докембрии формировались «неактуалистические типы осадков».

История исследований рифейских отложений БМА отражена в работах М.И. Гаряна, О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой, А.И. Олли, Б.М. Келлера, Ю.Р. Беккера, В.А. Романова, В.И. Козлова и ряде коллективных монографий. Наиболее крупной сводкой материалов по стратиграфии и строению конкретных разрезов, геохронологии, палеонтологии и палеомагнетизму верхнедокембрийских отложений западного склона Южного Урала, полученных к началу 1980-х гг., явилась изданная по инициативе и под общей редакцией Б.М. Келлера монография «Стратотип рифея». Однако, третий том этой работы, который должен был быть посвящен литологии и палеогеографии рифейско-вендских образований, тогда так и не был собран. Естественно, что в одном, даже многочасовом докладе, невозможно подробно остановиться на всех, полученных за прошедшие годы новых данных по литологии рифея БМА, поэтому далее мы ограничимся лишь несколькими аспектами.

Основные черты состава и строения осадочных комплексов, слагающих разрез рифея. Эталонный разрез рифея включает отложения трех крупных осадочных серий – бурзянской, юрматинской и каратауской. *Бурзянская серия* объединяет на северо-востоке БМА айскую, саткинскую и бакальскую свиты. С ними в центральных районах мегантиклинория коррелируются большеинзерская, суранская и юшинская свиты. *Юрматинская серия* со-

стоит из машакской, зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит. *Каратауская серия* включает зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую, укскую и криволукскую свиты. На породах каратауской серии залегают осадочные ассоциации *ашинской серии* венда, расчленяющиеся на бакеевскую и ее аналоги, урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую свиты. Названные серии (за исключением ашинской) охарактеризованы комплексами микрофоссилий и строматолитов и являются типами подчиненных рифею хроностратиграфических единиц. Каждая серия, как это традиционно считается, представляет законченный цикл, в основании которого находятся базальные конгломераты, а выше – песчано-алевролитовые, алевролито-сланцевые и карбонатные толщи. К основанию бурзянской и юрматинской серий приурочены вулканогенные образования.

Для раннего рифея весьма типичны мощные (до $n \times 100$ м) толщи низкоуглеродистых глинистых сланцев при подчиненной роли песчаников и алевролитов. Средняя часть бурзянской серии на северо-востоке БМА представлена мощным комплексом шельфовых доломитов (саткинская свита), прослеживающихся и в пределы Волго-Уральской области; в центральных частях БМА они, по всей видимости, замещаются тонкозернистыми алюмосиликокластическими образованиями суранской свиты. В начале раннего рифея на ограниченной территории (?) (периферия «Тараташского выступа») формировалась специфическая «субконтинентальная» ассоциация песчано-алевритоглинистых пород, конгломератов и трахибазальтов. Конец раннего рифея отмечен появлением чередующихся толщ терригенных и карбонатных отложений (малобакальская подсвита бакальской свиты) сменявшихся по латерали терригенными песчано-алевритоглинистыми комплексами.

В начале среднего рифея на восточном крыле БМА были сформированы конгломерато-песчаниковые последовательности, ассоциирующие с кислыми и основными вулканитами. Существенным отличием данной ассоциации от других базальных комплексов седиментационных серий эталона рифея является преимущественно кварцевый и литокласто-кварцевый состав обломочного материала и преобладание метаосадочных пород среди галек конгломератов. В середине юрматиния основную роль среди осадочных образований играли экстракварцевые песчаники зигальгинской свиты (отражающие как интенсивные процессы химического выветривания на палеоводосборах, так и, вероятно, существенную роль в их сложении преимущественно кварцевых пород). Конец юрматиния, так же как и конец бурзяния, ознаменован формированием ряда полифациальных терригенных и карбонатных последовательностей (авзянская свита). Весьма примечательно исчезновение мощных монотонных толщ низкоуглеродистых глинистых сланцев; в среднем рифее они наблюдаются уже в основном в тесной связи с песчаниками и алевролитами; обстановки накопления их (крайне мелководные, часто пересыхавшие зоны бассейнов) существенным образом отличаются от тех, что были свойственны раннему рифею.

В разрезах верхнего рифея преобладают другие совокупности пород. Мощный комплекс аркозовых и субаркозовых песчаников, гравелитов и алевролитов начала каратавия (бирьянское время) формировался вне связи с вулканитами. В середине позднего рифея накапливались пестроцветные карбонатные отложения катавской свиты и сложный комплекс глауконит-кварцевых песчаников (в ассоциации с алевролитами и аргиллитами), доломитов и известняков инзерской свиты. Карбонатные породы вышележащих миньярской и укской свит характеризуются широким развитием фитогенных разностей.

С середины 1940-х гг. эталон рифея неизменно привлекает внимание исследователей разного плана – стратиграфов, тектонистов, геохронологов, палеонтологов, а также седиментологов, литологов, геохимиков и др. Неоценимую роль в его изучении сыграли исследования М.И. Гараня, О.П. Горяиновой, Э.А. Фальковой, А.И. Иванова, А.И. Олли, К.А. Львова, заложившие основу современных представлений о последовательности напластования «древних немых свит Горной Башкирии». Широкое внедрение в практику в середине 1950-х–начале 1960-х гг. изотопно-геохронологических методов позволило обосновать большую продолжительность рифея (исследования Л.Н. Овчинникова и М.А. Гаррис). Тогда же на материалах изучения фитолитов была показана возможность использования их

в стратиграфических построениях (И.Н. Крылов, З.А. Журавлева, М.Е. Раабен, Вл.А. Комар и др). Значительно менее разработанными вплоть до конца 1980-х гг. были вопросы литологии и палеогеографии. С той или иной степенью детальности они освещены в публикациях и рукописных отчетах Д.В. Наливкина, М.И. Гараня, А.И. Олли, Г.Ф. Лунгерсгаузена, Н.П. Вербицкой, М.Т. Орловой, В.А. Романова, Ю.Р. Беккера, В.П. Феоктистова, Э.И. Кутырева, Ю.С. Ляхницкого, Б.М. Келлера, Л.В. Анфимова, Г.Н. Акимовой, А.И. Казака, В.М. Чайки и ряда других исследователей.

К началу 1980-х г.г. была намечена лишь общая картина условий формирования рифейских осадочных ассоциаций БМА. Установлены основные черты палеогеографии, реконструированы состав и положение питающих провинций, намечены особенности эволюции процессов осадконакопления. В то же время имевшиеся в литературе представления о фациальном облике отложений, палеогеографии бассейнов седиментации, палеоклиматических и палеотектонических обстановках осадконакопления во многом еще были дискуссионными и слабо аргументированными.

Фациально-палеогеографические исследования, анализ «архитектуры» осадочных последовательностей. В первой половине 1980-х гг. в результате целенаправленных исследований на основе детального комплексного литолого-фациального анализа оказалось возможным расшифровать условия образования терригенных и карбонатных отложений каратауской серии и создать модель развития позднерифейского бассейна осадконакопления. Были выделены и подробно описаны генетические типы осадков, фации и макрофации верхнерифейских отложений и разработана их детальная классификация. Прослежены пространственно-временные взаимоотношения фаций и их ассоциаций, составлены литолого-фациальные профили и схематические палеогеографические карты, проведено изучение состава терригенных пород, реконструировано распределение в разрезах и по площади палеобассейна терригенно-минералогических ассоциаций и восстановлены основные закономерности их формирования и эволюции питающих провинций. Изучение верхнерифейских отложений явилось своеобразной прелюдией к анализу всего разреза рифея, и способствовало определению наиболее важных направлений исследований.

Во второй половине 1980-х гг. были продолжены работы по фациальной типизации осадков, описанию генетических типов осадков и фаций. Значительное внимание уделено детальной литолого-стратиграфической документации и анализу материалов предшественников по всем естественным разрезам и разрезам буровых скважин. Это позволило провести «привязку» генетических типов осадков и фаций к конкретным разрезам и предпринять попытки построить схематические палеогеографические карты для различных уровней нижнего и среднего рифея. Однако препятствиями к решению последней задачи оказались отсутствие отчетливых маркеров, неопределенность критериев проведения границ многих местных подразделений и значительная пестрота фаций. В связи с этим, в дальнейшем основное внимание было сосредоточено на анализе пространственно-временных соотношений крупных литолого-фациальных комплексов отложений.

Анализ осадочных ассоциаций эталонного разреза рифея показал, что главная роль среди них принадлежит бассейновым («сверхмелководным», мелководным и умеренно глубоководным терригенным и карбонатным) отложениям; континентальные терригенные и вулканогенно-терригенные комплексы, маркирующие эпохи значительных сокращений морской акватории, фиксируются на территории современного БМА только в самом начале айского, машакского и зильмердакского времени. Это указывает на значительно большие размеры конечных водоемов стока, нежели территория БМА.

Установлено, что распределение фаций в разрезе рифея подчинено нескольким, достаточно хорошо проявленным, закономерностям. Трансгрессивная линия развития, подчеркнутая сменой во времени континентальных обломочных фаций начальных этапов формирования седиментационных серий, терригенными и карбонатными отложениями «сверхмелководных», мелководных и умеренно глубоководных зон бассейна, наиболее типична для нижней части каратауской серии верхнего рифея. Формирование континенталь-

ных терригенных ассоциаций каратауской серии было связано, по-видимому, с крупным понижением уровня моря и резкой проградацией с запада на восток аллювиально-дельтовых «клиньев». Более высокие уровни верхнего рифея представлены чередующимися терригенными и карбонатными отложениями, накапливавшимися в основном в сублиторальных и литоральных обстановках в пределах обширного мелководного бассейна.

Разрезы нижнего и среднего рифея характеризуются иной «организацией» фаций и имеют заметно иное строение. В начале раннего рифея практически повсеместно на территории как современного БМА, так и в пределах Волго-Уральской области формировались континентальные и близкие к ним по генезису терригенные комплексы значительной мощности (айская, прикамская свиты и др.). В дальнейшем в БМА преимущественно континентальная седиментация сменилась процессами формирования умеренно глубоководных тонкозернистых терригенных илов и комплекса гравитационных и фоновых осадков (большеинзерская свита), а в расположенных западнее районах продолжалась мелководная и субконтинентальная седиментация (прикамская свита Волго-Уральской области). Накопление глубоководных и удаленных от побережья осадочных ассоциаций пришлось на середину раннего рифея (саткинское время). В конце раннего рифея на северо-востоке БМА имело место формирование «сверхмелководных», мелководных и умеренно глубоководных последовательностей бакальской свиты, сменявшихся в юго-западном направлении преимущественно мелководно-морскими ассоциациями юшинской свиты.

Средний рифей – это время преимущественного накопления «сверхмелководных» терригенных ассоциаций (верхи машакского, зигальгинский и зигазино-комаровский уровни). Шельфовые карбонатные образования типичны только для самого конца юрматиния. В этом основное отличие юрматиния как от бурзяния, так и от позднего рифея. Определенное сходство состава и строения седиментационных серий раннего и среднего рифея подчеркивается присутствием в их базальных частях вулканогенно-осадочных ассоциаций, преобладанием среди карбонатных последовательностей доломитов и широким развитием толщ углеродисто-глинистых сланцев, формирование большинства из которых происходило ниже базиса штормового волнения.

В результате проведенных исследований обоснован вывод о том, что общая последовательность осадочных ассоциаций в разрезах бурзянской и юрматинской серий БМА не свидетельствует в пользу предположений о формировании их на пассивной континентальной окраине атлантического типа и появлении, к востоку от современной западной зоны Южного Урала, уже в среднем рифее крупных океанических пространств.

Сопоставление обстановок формирования осадочных ассоциаций и «архитектуры» седиментационных последовательностей рифея западного склона Южного Урала с аналогичными данными по другим регионам распространения отложений рифея в пределах западной мегазоны Урала, а также осадочным ассоциациям рифея, развитым по периферии и в центральных районах Сибирского, Северо-Американского и Индийского кратонов, показало значительную пестроту и сложность слагающих их фациальных ассоциаций при общем преобладании среди них мелководных и «сверхмелководных» терригенных и карбонатных отложений и подчиненной, за некоторыми исключениями, роли континентальных и умеренно глубоководных образований. На основе сравнительного анализа осадочных последовательностей намечено несколько их типов, в той или иной мере характеризующих существовавшие в рифее бассейны осадконакопления.

Палеогеодинамические обстановки накопления осадочных ассоциаций рифея БМА. По мнению Н.С. Шатского, развитие седиментационных бассейнов позднего докембрия Южного Урала соответствовало классическому геосинклинальному циклу. Ю.Р. Беккер рассматривал Урал как систему прошедшую два полных цикла развития – рифейский и уральский. По представлениям Б.М. Келлера, направленный ряд формаций, сходный с типично геосинклинальным рядом фанерозоя, наблюдается только в интервале от среднего рифея до ашинской серии венда. Ю.Д. Смирнов считал, что в рифейско-вендском разрезе Урала можно выделить четыре тектоно-магматических цикла. При этом к собственно эв-

геосинклинальным комплексам им отнесены верхнерифейские вулканогенно-осадочные и магматические образования севера Тимана и Печорской синеклизы.

В конце 1970-х гг. ревизия данных по метаморфизму, магматизму, характеру складчатости и осадочным формациям позволила С.Н. Иванову высказать предположение о том, что формирование верхнедокембрийских вулканогенно-осадочных образований происходило в континентальных структурах рифтогенного типа. По представлениям Л.П. Зоненшайна с соавторами, в позднем докембрии вдоль восточного края Русской платформы происходило формирование мощных осадочных призм пассивных окраин Южно-Уральского палеоокеана. По данным В.Н. Пучкова, западный сектор Урала представлял в начале рифея рифтогенный край континента, перекрытый позднее мощными комплексами осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Предполагается, что на территории западного склона Урала и Волго-Уральской области в рифее имел место «вялотекущий рифтогенез», приведший к формированию авлакогенов с колоссальной мощностью осадочного выполнения. По мнению Ф.А. Курбацкой, Урал в рифее был своеобразным «межкратонным» прогибом. На рубеже позднего рифея-венда здесь формируется континентальный щелевой рифт.

В.С. Сурков полагал, что в начале рифея в центральной части Лавразии был сформирован мантийный плюм, обусловивший появление сводового поднятия коры и «веерообразной системы» континентальных рифтогенных осадочных бассейнов (Тиман, Таймыр и др.). Анализ особенностей строения разрезов и палеорекострукции для востока Восточно-Европейского кратона, Урало-Монгольского пояса и Сибирского кратона показывают значительное сходство этой системы структур в раннем и среднем рифее с современной Северной или Центральной Атлантикой. Рифейские комплексы перикратонных зон Урала гомологичны в этих реконструкциях пассивным окраинам молодых океанических бассейнов.

На рубеже XX и XXI вв. Ю.Г. Леонов отметил высокую долю субъективизма при реконструкции рифтогенных структур геологического прошлого. В качестве одной из иллюстраций к сказанному им рассматривается ряд позднедокембрийских комплексов Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ, поскольку «...суждения об их былой рифтогенной природе основываются преимущественно на петрогеохимических особенностях пород без надлежащего воссоздания природы седиментационных бассейнов, в которых они формировались». Такой вывод стимулирует интерес к осадочным и вулканогенно-осадочным комплексам рифея БМА с новых позиций.

Палеоклиматические обстановки формирования осадочных ассоциаций типа рифея достаточно долгое время были дискуссионными. Связано это с тем, что среди многокилометровой толщи пород рифея отсутствует большинство ярких литоклиматических индикаторов. Напротив, широким распространением здесь пользуются доломитовые и известняковые карбонатные последовательности, кварцевые, субаркозовые, а также глауконито-кварцевые песчаники; формирование их может происходить в достаточно разнообразных климатических обстановках. Невозможность прямой интерпретации литологических данных обусловила обращение ряда исследователей к использованию для палеоклиматических реконструкций разнообразных петро/литогеохимических методов.

Так, Н.С. Крылов, основываясь на минералого-геохимических особенностях отложений катавской и миньярской свит и подинзерских слоев, указал, что первые характеризуются чертами типичными для осадков аридных эпох, тогда как вторые представляют собой, скорее всего, образования влажного гумидного климата. Ю.Р. Беккер подчеркнул своеобразие пестроцветных известняков катавской свиты (*флоридовая формация*), считая, что накопление их происходило в условиях, приближавшихся к аридным. Терригенные отложения зильмердакской свиты также формировались, по его данным, в условиях, сходных с аридными. Повышенные содержания F и Cl в породах саткинской и бакальской свит свидетельствуют, по мнению В.П. Парначева, об эвапоритовых обстановках накопления исходных осадков. Э.З. Гареев считает, что климат зильмердакского времени был нестабильным (с переходами от гумидного к аридному). Анализ геохимических и литологических данных позволил ему утверждать, что в области сноса в течение почти всего рифея преобладали

аридные климатические условия и только для позднего рифея допускается существование коротких гумидных эпизодов. По данным В.Н. Подковырова и Э.З. Гареева, основанным на анализе минерального состава и петрогеохимических особенностей глинистых сланцев юрматинской серии, климат первой половины среднего рифея может быть определен как семиаридный. Реконструкции первичного состава глинистых сланцев зигазино-комаровской и авзянской свит указывают на хлорит-гидроослюдистый и/или смектит-гидроослюдистый с палыгорскитом (?) состав тонкой алюмосиликокластики, поступавшей из областей сноса, что отражает некоторую «аридность» климата.

Таким образом, климатические обстановки рифея могут быть охарактеризованы в целом как преимущественно семиаридные или близкие к ним. Только времени формирования отложений машакской, зигальгинской, зигазино-комаровской, а также бакальской свит был, вероятно, свойственен теплый климат, способствовавший накоплению достаточно зрелых в петрохимическом отношении алевропесчаных и глинистых образований. Кривая изменения значений CIA в тонкозернистых терригенных породах верхнего докембрия Южного Урала в определенной мере сходна с «мировой» кривой CIA_{коррект}.

Минералого-петрографическая и литогеохимическая информация о составе *источников сноса*, поставлявших обломочный материал для осадочных серий рифея БМА многочисленна и достаточно корректна. В последние годы, во многом благодаря усилиям Н.Б. Кузнецова, появились данные о **U-Pb-изотопных возрастах обломочных цирконов**, присутствующих в песчаниках различных уровней типового разреза. Это позволило сделать ряд новых интересных выводов. Так, установлено, что в песчаниках айской свиты преобладают цирконы с палеопротерозойскими возрастными. Псаммиты лемезинской подсвиты зильмердакской свиты содержат примерно равное количество палеопротерозойских и неоархейских цирконов. В песчаниках верхнего венда БМА количество архейских и палеопротерозойских обломочных цирконов сопоставимо, преобладающими же являются мезо- и неопротерозойские кристаллы, что, как и ранее полученные данные, указывает на изменение в позднем венде общей палеогеографической ситуации на рассматриваемой территории. Однако в целом в интервале ~1750–540 млн лет основным поставщиком песчаного «кратоногенного» материала в бассейны, существовавшие в области сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала выступала именно платформа.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ, КАК МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ НЕФТЕНОСНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КАРБОНА ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА)

Морозов В.П.

*Институт геологии и нефтегазовых технологий Казанского
федерального университета, г. Казань, Vladimir.Morozov@kpfu.ru*

Под литогенетическим анализом понимается изучение комплекса признаков осадочных пород с целью реконструкции условий происхождения, как седиментогенных, так и постседиментационных, связанных с диагенетическими, катагенетическими, метагенетическими изменениями отложений, включая вторичные изменения наложенного характера.

Сложность реконструкции условий формирования карбонатных пород обусловлена большим количеством факторов их седиментогенеза и постседиментационных изменений. К ним относятся: различные механизмы образования компонентов из водной среды, условия и способы формирования осадков, диагенетические и катагенетические процессы, сопровождаемые литификацией. Весьма существенные преобразования минерального состава

ва, структуры и текстуры пород могут происходить под влиянием вторичных изменений, которые имеют наложенный характер, и обусловлены в основном геофлюидным режимом бассейнов породообразования.

Карбонатные породы палеозойского возраста Волго-Уральской области рассматриваются в настоящем сообщении как «полигон» для реконструкции условий их седиментогенеза и постседиментационных изменений, что связано с наличием довольно большого объема кернового материала. Анализ литературы, посвященной карбонатам других регионов востока Восточно-Европейской платформы, также сформированных преимущественно механическим способом в условиях открытого шельфа, не выявил каких-либо принципиальных отличий, позволяющих говорить о различных типах карбонатных отложений или о различии их постседиментационных изменений.

Проведение литогенетического анализа может быть весьма успешным. Однако, как показывает опыт автора, его реализация предопределяется системным анализом и геолого-историческим подходом, что необходимо для оценки факторов, механизмов и способов седиментогенеза и литогенеза карбонатов, включая выявление условий формирования пустотного пространства матрицы карбонатных пород и их нефтенасыщенности.

В Волго-Уральском регионе карбонатные породы широко развиты в отложениях палеозоя. Они, как считается, сформированы в условиях эпиконтинентальных морских бассейнов. Установлены не только в Волго-Уральской области, также Тимано-Печорском регионе, Оренбургско-Актюбинском Приуралье, Прикаспийской впадине.

Считается, что в обстановках открытого моря в зависимости от гидродинамического фактора карбонатные отложения формируются преимущественно механически. Поэтому в условиях с более высоким энергетическим уровнем формируются более крупнозернистые осадки, а на большем удалении от берега и больших глубинах – более мелкозернистые. Колебания уровня моря приводят к миграции типов осадков во времени и пространстве.

Однако такие «гидродинамические» схемы образования осадков не всегда подтверждаются при изучении карбонатных разрезов, т.к. в них не учитывается важный фактор карбонатакопления – палеоэкологический. К тому же в таких схемах недостаточно учитывается то, что материал для формирования карбонатов мобилизуется из морской среды, а механизмы образования генетически различных зерен карбонатов и способы формирования осадков могут быть разнообразны.

Следует также сказать, что полигенность многих карбонатных пород, обусловленная различными механизмами образования карбонатов из водной среды и способами формирования осадков и пород, а также постседиментационными процессами, в том числе вторичными изменениями наложенного характера, предопределили трудности создания не только общепринятой классификации карбонатов, но и реконструкции палеоусловий их формирования.

Согласно современным представлениям в зависимости от факторов постседиментационного изменения осадков и пород литогенез можно рассматривать с двух точек зрения.

Во-первых, как стадийность изменения под действием, прежде всего, Р-Т-условий, увеличивающихся с глубиной. Особенности этого типа литогенеза (фоновый литогенез или литогенез погружения) являются уплотнение, отжим поровых растворов, перекристаллизация, аутигенез, трансформация минералов, формирование конкреций, литификация с унаследованием формирующимися осадочными породами химического состава и в меньшей мере минерального состава осадков лучше изучен для терригенных пород и каустобиолитов, по которым можно изучать его стадийность.

Во-вторых, другой тип литогенеза, реализация которого обусловлена вторичными изменениями пород, имеющими наложенный характер, вызывает под действием мигрирующих через породы флюидов существенные изменения как химического и минерального состава пород, так и их структурно-текстурных особенностей, включая структуру пустотного пространства. Согласно работам гидрогеологов и литологов, такие вторичные изменения пород могут быть связаны с элизионной и инфильтрационной гидрогеологическими стади-

ями развития бассейнов породообразования. Считается, что элизионная стадия их развития обусловлена мобилизацией водными растворами части вещества при глубинном преобразовании пород и его миграцией. На мобилизации вещества, его миграции и аккумуляции в вышележащих толщах основываются осадочно-миграционная теория и флюидодинамическая модель формирования месторождений углеводородов. Инфильтрационная стадия, наоборот, определяет перенос и переотложение компонентов осадочных пород сверху вниз.

Следует уточнить, что элизионная стадия реализуется и при погружении осадочных толщ, что отвечает фоновому литогенезу. Тогда одним из факторов, ее обуславливающих, является литостатическое давление. Однако также называемая элизионная стадия может реализоваться и при инверсии тектонического режима в условиях динамотермальной активизации, когда за счет дефлюидизации в породах появляется «дополнительный» флюид.

В соответствии со сказанным, в настоящем сообщении постседиментационные изменения рассматриваются с двух позиций: фонового литогенеза, связанного с погружением осадочных толщ (литогенез погружения), и вторичных изменений, обусловленных наложенными процессами, возможность реализации которых, как указывалось, связана с эволюцией флюидного режима бассейна породообразования. Принимается во внимание, что процессы фонового литогенеза региональны, затрагивают большие объемы пород, равные осадочным бассейнам или их крупным частям, тогда как вторичные изменения локальны.

Среди отложений палеозойских карбонатных платформ преимущественным распространением пользуются известняки, нередко подвергнутые вторичным изменениям. Поэтому при их изучении с целью реконструкции процессов седиментогенеза и фонового литогенеза проводилась, прежде всего, типизация карбонатных отложений, сложенных теми или иными структурно-генетическими типами известняков, а также изучение их вторичных изменений. Название им давалось только после того, как была «снята нагрузка» вторичных изменений.

Реконструкция схем седиментогенеза карбонатов проводится для определенных обстановок, соответствующих определенным временным интервалам. При этом, в силу меняющихся во времени и пространстве обстановок седиментогенеза, происходит смена одних типов карбонатов другими. В основу седиментогенеза карбонатов положены: последовательность напластования пород, их структуры и текстуры, характер границ между выявленными типами известняков, присутствие переходных между ними разностей, наличие органических остатков и их сохранность, минеральный состав, включая нерастворимый остаток и др. И, конечно же, такая реконструкция выполнялась лишь после того, как была «снята нагрузка», связанная с постседиментационными, прежде всего, вторичными изменениями пород.

Основными факторами, контролирующими седиментогенез карбонатов турнейского века, следует считать два: гидродинамический и палеоэкологический. Гидродинамический фактор проявляется в том, что с увеличением глубины водного бассейна механическим путем накапливаются все более и более тонкозернистые составные части карбонатов, к которым не относятся гранулированные раковины фораминифер. На формирование биокластово-фитогенных карбонатов в более мелководной обстановке указывают текстуры пород: волнисто-линзовидные текстуры биокластово-фитогенных известняков показывают, что такие осадки формировались в гидродинамически более подвижной среде, чем биокластово-зоогенные I типа, образование которых происходило ниже базиса волнового воздействия.

Палеоэкологический фактор проявляется в наличии в карбонатах, формирующихся на различных глубинах и на разном удалении от береговой линии, либо обломков водорослей, либо раковин фораминифер. Смена в пространстве фитогенных органических остатков зоогенными, по-видимому, может быть объяснена сменой автотрофов гетеротрофами.

Разрезы турнейского и визейского ярусов, несмотря на некоторые различия, можно рассматривать как инверсивные друг другу, т.к. они сложены одинаковыми типами известняков и характеризуются обратными последовательностями напластования пород. Поэтому

схема седиментогенеза карбонатов в визейском веке будет аналогична схеме их седиментогенеза в турнейском с учетом трансгрессии или регрессии морского бассейна.

Общим для турнейского и визейского ярусов является достаточно уверенное расчленение разрезов по данным ГИС и литологическим признакам до горизонтов и последовательная направленная по разрезу смена одних пород другими, что обусловлено эволюцией карбонатонакопления в условиях регрессии или трансгрессии морского бассейна и широким площадным распространением выявленных типов карбонатов.

Таким образом, изучение разрезов нижнего и среднего карбона позволило создать схемы седиментогенеза карбонатов в условиях открытого шельфа. Карбонаты турнейского и визейского веков формировали отложения мелководных шельфовых равнин, образуя широкие пояса, располагающиеся параллельно береговой линии. Поэтому при стратификации таких отложений можно использовать как структурно-генетическую типизацию известняков, так и данные ГИС.

Карбонаты серпуховского и башкирского веков, слагающие разрезы I типа, накапливались выше базиса волнового воздействия и на значительном удалении от береговой линии. При этом вследствие высокой гидродинамической активности формировались баровые отложения, сложенные биокластово-зоогенными карбонатными осадками II типа, литификация которых осуществлялась при их выходе из-под уровня моря. Благодаря такой литификации в субаэральных условиях и гипергенезу, шло образование продуктов их разрушения – литокластовых карбонатов. Поэтому область седиментогенеза представляла собой архипелаг. Между островами шло накопление пелитоморфных карбонатных илов. В более мелководных условиях, ниже базиса волнового воздействия, формировались биокластово-зоогенные карбонатные осадки I типа и пелитоморфные карбонатные осадки, слагающие разрезы II типа.

В силу невыдержанности типов осадков по латерали стратификация отложений серпуховского и башкирского ярусов до горизонтов на практике по литологическим признакам и данным ГИС не делается.

Основными факторами, контролирующими седиментогенез карбонатов раннего и среднего карбона, следует считать: удаленность от береговой линии, привнос терригенного материала, палеоэкологию, глубину бассейна, расчлененность его дна, гидродинамику. Различное соотношение названных факторов и обуславливает формирование отложений в обстановках мелководных шельфовых равнин и баровых.

Аналогичные по структурно-текстурным особенностям отложения присутствуют в палеозойских карбонатных толщах и других районах востока Восточно-Европейской платформы, поэтому разработанные схемы седиментогенеза в условиях открытого шельфа применимы и к ним.

Общая характеристика постседиментационных изменений. Из изложенного следует, что известняки, сформировавшиеся при седиментогенезе как карбонатные осадки, испытали определенные постседиментационные изменения. К ним относятся процессы фонового литогенеза, которые также можно по аналогии с классификацией метаморфических процессов назвать процессами регионального литогенеза, и процессы локального литогенеза. Последние в работе названы, соблюдая существующие в литературе традиции, вторичными изменениями, имеющими наложенный характер. Их особенность заключается в миграции флюидов, вызывающих вторичные изменения, не по напластованию пород, как это преимущественно происходит при фоновом литогенезе.

Изменения, отнесенные к процессам фонового литогенеза, реализуются при погружении осадочных толщ – литогенез погружения. Тогда как вторичные изменения осадочных пород, имеющие «элизионный или инфильтрационный характер», реализуются позже – на этапе динамотермальной активизации.

Источник вещества для реализации процессов элизионной стадии в условиях динамотермальной активизации глубинный. Строго говорить о едином источнике не представляется возможным. Анализ литературы также не указывает на какой-либо единый источник

поступления флюидов, обуславливающих те или иные вторичные изменения пород. Глубинная мобилизация вещества может быть из осадочных пород. Нельзя также исключать возможность миграции флюидов при инверсии тектонического режима вследствие разогрева осадочных толщ мантийным теплом, в том числе и из кристаллического фундамента.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ НАФТИДОВ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ

Пуланова С.А.

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, pulanova@mail.ru

Выявлены особенности размещения месторождений углеводородов (УВ) с различными содержаниями микроэлементов (МЭ). По концентрациям МЭ нефти классифицируются на два крупных генетических типа: обогащенные МЭ и обедненные ими. В табл. 1 представлена типизация нефтей по степени их обогащенности МЭ в связи с процессами онтогенеза УВ.

1. *Нефти главной зоны генерации, первично обогащенные микроэлементами (содержание “биогенных” элементов – V, Ni и Fe составляет 70–150 г/т).* Нефти генерированы сапропелевым органическим веществом (ОВ) морского генезиса (доманикиты, бажениты, свиты Ла-Луна, Монтерей и др.) средней стадии преобразованности (МК₁–МК₃). По преобладанию V характеризуются как ванадиевые ($V/Ni > 1$) с высоким содержанием МЭ и металлопорфириновых комплексов (МПК). Первичное/исходное ОВ уже в диагенетическую стадию обладало высокими концентрациями МЭ (V, Ni, Co, Mo, Cr, Zn и др.), тесно связанных со смолами, асфальтенами и серой. Залежи нефти приурочены к платформенным областям и залегают в относительно спокойных тектонических условиях на небольших глубинах (например, нефти из девонских и каменноугольных отложений Волго-Уральской и Тимано-Печорской областей, верхнеюрских отложений Западной Сибири).

2. *Нефти зоны ранней генерации, первично обедненные микроэлементами (содержание “биогенных” элементов – V, Ni и Fe, как правило, меньше или равно 10 г/т).* Первые места в концентрационном распределении в этих нефтях занимают Ni, Fe, Cu, Pb, Zn, Br и другие элементы, связанные с легкими, масляными компонентами. Содержание Ni в нефтях, как правило, выше содержания V ($V/Ni < 1$); аналогичное отношение характерно и для МПК ($V_p/Ni_p < 1$). Нефти ранней генерации образуют самостоятельную группу флюидов никелевой металлогении. Они слабо преобразованы (ПК₁–МК₁), раннекатагенетические, нефтеносного основания, довольно тяжелые и смолистые, залегающие на небольших глубинах (например, нефти из отложений сеномана Западной Сибири, верхних частей разреза Западной Камчатки, Восточного Сахалина, Азербайджана, Западной Туркмении, нефти озерных фаций Китая и др.).

3. *Нефти зоны гипергенеза, вторично обогащенные микроэлементами (содержание V, Ni и Fe может превышать 150 г/т).* Это обычно ванадиевый ($V > Ni > Fe$) или железистый ($Fe > V > Ni$) типы нефтей. Нефти гипергенно преобразованы, биодegradированы, тяжелые, высокосмолистые. Основное обогащение нефтей МЭ происходит в результате потери нефтями легких фракций. Залежи нефтей часто связаны с платформенными областями, расположены на небольших глубинах (менее 2-х км) – нефти пермского возраста Волго-Уральской области (Башкирия, Татария) и Тимано-Печорской впадины, юрско-мелового возраста Бузачинского свода и др. Кроме этого, они могут быть приурочены к тектонически мобильным областям земной коры, рифтовым зонам, авлакогенам, краевым прогибам, межгорным впадинам, альпийским подвижным поясам (например, палеогеновые нефти и битумы Западно-Венесуэльского НГБ).

Таблица 1

Типизация нефтей по обогащенности их микроэлементами

Онтогенез нефтей (зоны)	Сумма биогенных элементов (V + Ni + Fe), г/т	Концентрационные ряды, металлогения	Физико-химические свойства (усредненные данные)	Тип нефти по обогащенности МЭ	Глубины залегания, км	Стадии катагенеза (по Н.Б. Васильеву)	Примеры нефтегазоносных регионов, НГБ
Первичные процессы нефтеобразования							
Главная зона нефтеобразования	70–150	V > Ni > Fe Ванадиевая	$\rho = 0.888$ $S = 2.66$ $C + A = 16$	Обогащенный	2–3	МК ₁ –МК ₃	Волго-Уральский, Западно-Сибирский (верхняя юра), Тимано-Печорский, Калифорнийские бассейны США
Ранняя генерация	≤10	Ni > Fe > V Fe > Ni > V Никелевая	$\rho = 0.850$ $S = 0.5$ $C + A = 12$	Обедненный	до 2-х	ПК ₁ –МК ₁	Западно-Сибирский (сеноман), Сахалин, Западная Камчатка, Китай, Израиль, кайнозойские нефти Азербайджана, Западной Туркмении, прибрежный НГБ Канады Бофорт-Маккензи и др.
Вторичные процессы преобразования нефтей							
Гипергенез (биодеграляция, окисление)	> 150	Fe > V > Ni V > Ni > Fe Ванадиевая Железистая	$\rho = 0.953$ $S = 4.21$ $C + A = 29$	Вторично обогащенный	до 2-х	ПК ₁ –МК ₃	Татарский свод, Мелекесская впадина, Ульяновская область, Ухто-Ижемский вал, Варандей-Альвинская структура, Лено-Гунгусский, Бузачинский свод, Западно-Канадский, Восточно-и Западно-Венесуэльский, Афгано-Гаджикская впадина
Катагенез	<10	Ni > Fe > V Fe > Ni > V Никелевая	$\rho = 0.800$ $S = 0.5$ $C + A = 5.0$	Вторично обедненный	более 2-х	МК ₃ –АК ₁	Бузулукская впадина Урало-Поволжья, Бухаро-Хивинская впадина, Прикумско-Сухокумская НГО, Мангышлак, Днепровско-Припятская впадина

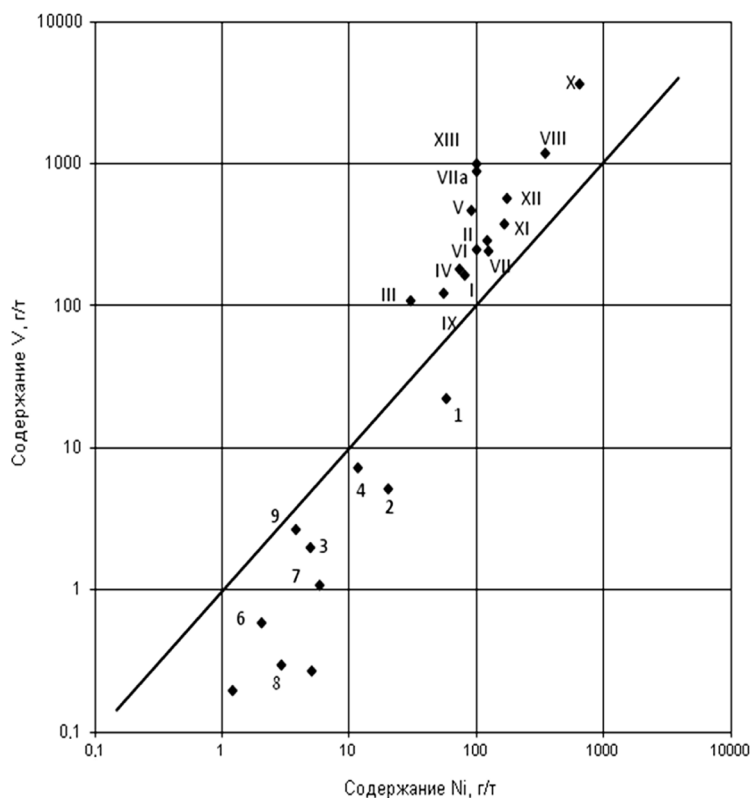
Примечание. ρ – плотность нефти в г/см³; S – содержание серы, %; C + A – сумма смол и асфальтенов, %.

Таблица 2

Изменение содержаний V, Ni и МПК в нефтях и природных битумах в процессе гипергенеза

Тектоническая характеристика бассейна	Типизация бассейна по исходному содержанию МЭ	Объект исследования	Возраст продуктивных отложений	Значение показателей на примере преобразованных нефтей, г/т		Значение показателей на примере преобразованных нефтей, г/т	Нефтегазоносные бассейны (НГБ), провинции (НПП), области (НГО)	
				V	Ni			V*(V _p)
Древние платформы (краевые системы платформ, граничащие с выходами фундамента или примыкающие к складчатым областям)	Первично-обогатенные МЭ, нефти ванадиевого типа V/Ni > 1	Нефть	PR, D ₃ , C ₁₋₂ , P, J ₃ , K ₁	70–120	35–70	110–900*(450)	Волго-Уральская НПП (Татарский свод, Мелекесская впадина), Тимано-Печорский НГБ, Лено-Тунгусский НГБ, Западно-Канадский НГБ, Юта, округ Карбон, Оклахома, Вайоминг (НГБ США), Восточно-Венесуэльский («Ориноковский битуминозный пояс») НГБ	
		Битум (мальта, асфальт)	C, P ₁₋₂ , K, палеоген-неоген	–	–	470–1092		87–170
		Асфальтиты	–	–	–	1092–3640		160–640
Эпипалеозойские молодые платформы		Нефть	J ₂ -K ₁	20–50	30–90	70–384(550)	Южно-Мангышлакская НГО (Бузачинский свод)	
Впадины эпиплатформенных орогенов		Нефть	Кайнозой, бурхарские слои	210	80	570(227)	Сурхан-Вахшский НГБ (Афганско-Таджикская впадина)	
	Межскладчатые области (альпийские подвижные пояса)	Нефть	K ₁ , палеоген	130.0	29.5	216–1000	Западно-Венесуэльский НГБ (Маракаибский)	
Битум		Палеоген	–	–	935–1250	110–150		
Бассейны континентальных окраин	Первично-обедненные МЭ, нефти никелевого типа V/Ni < 1	Нефть	K ₁	3.7	5.4	13.8	НГБ Потугуар (Бразилия)	
		Нефть	Палеоген-неоген	0.011	0.026	0.030	0.14	Бассейн в дельте р. Нигер (Нигерия)

*V_p, Ni_p – ванадил- и никельпорфириновые комплексы, данные по МПК указаны в скобках.



Различия концентраций V и Ni в незрелых и биодegradированных нефтях и битумах.

Регионы и НГБ: незрелые нефти: 1 – Калифорния; 2 – Белоруссия; 3 – Сахалин; 4 – Япония; 5 – Азербайджан; 6 – Грузия; 7 – Предкавказье; 8 – Китай; 9 – Западная Сибирь (сеноман); 10 – Новая Зеландия; биодegradированные нефти (битумы): I – Западная Канада; II – Западная Канада (битум); III – США (бассейн Скалистых Гор); IV – Венесуэла, Ориноко; V – Ориноко (битум); VI – Тимано-Печора; VII – Волго-Уральская область (D-C); VIIa – Волго-Уральская область (P); VIII – Волго-Уральская область (битум); IX – Лено-Тунгусский; X – Лено-Тунгусский (битум); XI – Мангышлак; XII – Туркмения (Афгано-Таджикская депрессия); XIII – Венесуэла, Маракаибский.

Анализ результатов исследований по воздействию гипергенеза на МЭ состав нефтядов (табл. 2) позволил нам сгруппировать регионы с учетом их тектонической принадлежности и показать пределы изменения содержаний наиболее изученных элементов (V и Ni) в нефтях, затронутых и не затронутых преобразованием, а также в природных битумах, являющихся продуктами максимального проявления действия гипергенеза.

Нефти и природные битумы, имеющие рудные концентрации элементов, например, V, U, Re, Mo и др., являются промышленно металлоносными и представляют большой интерес как комплексное сырье для добычи УВ сырья и промышленно значимых металлов.

На рисунке в верхнем правом углу графика выше линии отношения $V/Ni = 1$ четко обособляются точки, характеризующие нефти и битумы ванадиевого типа ($V/Ni > 1$), гипергенно преобразованные с повышенными содержаниями V и Ni (промышленно ванадиеносные нефтиды). Тогда как точки содержаний МЭ в нефтях ранней генерации, характеризующиеся никелевой металлогенезом ($V/Ni < 1$) с низкими содержаниями V и Ni, локализованы в нижнем левом углу графика ниже линии отношений $V/Ni = 1$.

4. Нефти зоны катагенеза, вторично обедненные микроэлементами (содержание “биогенных” элементов – V, Ni и Fe, как правило, меньше 10 г/т). Тип нефти – никелевый ($Ni > Fe > V$) или железистый ($Fe > Ni > V$). Направленность изменений ОБ пород и нефтей на больших глубинах, связанная с катагенетическими процессами вплоть до стадий апокатагенеза, обусловлена их облегчением, потерей гетероатомных, асфальтово-смолистых компонентов, соответствующим падением их комплексообразующей способности и вызывает перераспределение МЭ и МПК. При этом в нефтидах накапливаются МЭ, связанные пре-

имущественно с углеводородной частью и снижается концентрация МЭ, ассоциированных с тяжелыми компонентами. В результате происходит уменьшение величин отношений – V/Fe, V/Cu, V/Pb, Ni/Cu и др. Залежи катагенно преобразованных нефтей сформировались при длительном и устойчивом погружении вмещающих пород, залегают на больших глубинах в условиях хорошей изоляции. В тектоническом плане это месторождения нефтей молодых платформ, граничащих с областями альпийской складчатости (Туранская и Скифская платформы – Бухаро-Хивинская, Южно-Мангышлакская и Прикумско-Сухокумская нефтегазоносные области). Подобные нефти характерны и для окраинных впадин в теле древних платформ (Днепровско-Припятская, Нижнее Поволжье). Эти выводы были подтверждены и экспериментальными исследованиями по изменению МЭ состава ОВ пород в процессе их прогрева до 400 °С.

Типизация нефтей по содержанию «биогенных» МЭ выявила в процессе нефтидогенеза существенные отличия нефтей ранней генерации от гипергенно измененных. Незрелые нефти обеднены МЭ и образуют провинции никелевой металлогении. Гипергенно преобразованные нефти и генетически связанные с ними природные битумы отличаются высокими, вплоть до промышленных, концентрациями МЭ и создают металлогенические провинции ванадиевого типа. Совокупность рассмотренных геохимических характеристик и генетическая диагностика флюидов является основой прогноза их качественного состава и фазового состояния, а также способствует совершенствованию методов оценки перспектив нефтегазоносности. Существование нефтей с различной металлогенией, таким образом, связано с составом исходного ОВ и с вторичными процессами преобразования УВ флюидов в ходе геологической истории развития НГБ.

ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА СЕДИМЕНТАЦИЮ (пассивные и активные континентальные окраины)

Тучкова М.И.

*Геологический институт РАН, г. Москва,
tuchkova@ginras.ru, mtuchkova@rambler.ru*

Взаимосвязь между тектоникой и осадконакоплением была обнаружена еще на заре развития седиментологии, однако интерес к тектоническому контролю фаций возрос при появлении тектоники плит. В связи с разработкой концепции тектоники плит развивались и представления о закономерностях осадконакопления в разных тектонических структурах и геодинамических обстановках. Процессы осадконакопления в этих структурах изучены с разной степенью детальности, но наибольший интерес исследователей привлекают закономерности осадконакопления в обстановках пассивных и активных континентальных окраин. Связано это в первую очередь с тем, что к структурам континентальных окраин приурочены месторождения различных полезных ископаемых. Кроме того, выявленные фациальные и седиментационные характеристики отложений шельфов современных пассивных и активных континентальных окраин позволяют с достаточной долей успеха восстанавливать древние геодинамические обстановки формирования осадков подобного рода структур.

Закономерности осадконакопления на шельфе, тесно связанном с близлежащим континентом, изучены наиболее подробно [Рейнек, Сингх, 1981; Селли, 1989; Обстановки..., 1991, 1992; Лисицын, 1978, 2002; Япаскерт, 1992, 1996, 2015 и др.]. Самой важной особенностью шельфовых зон является их зависимость от геологической истории континентальных окраин, характера близлежащей суши (горы или равнина) и тектоническим положением прилегающей суши.

Шельфы современных активных континентальных окраин [Ионин и др., 1987; Буалло, 1985] подвергаются активному тектоническому воздействию, так как находятся в зонах столкновения и поглощения литосферных плит. Шельфы подобного типа имеют сравнительно небольшую ширину, покрыты маломощными рыхлыми отложениями и приурочены к островным дугам. В рельефе шельфов отражены вертикальные тектонические движения, на осадконакопление сильное влияние имеет современный вулканизм, связанный с островной дугой. В системе островных дуг установлено несколько структурных элементов: глубоководный желоб, островной склон с абразионной или аккумулятивной террасой, расположенной между желобом и островной дугой, собственно дуга вулканических островов и тыловые прогибы и котловины окраинных морей. Шельфы здесь занимают участок аккумулятивно-абразионной островной террасы. Если же дуга состоит из двух поясов, разделенных относительно мелководным прогибом, то этот прогиб тоже относится к шельфовой зоне (примером подобной структуры служат Курильские острова между Большой и Малой дугами). В разрезе активных континентальных окраин доминируют морские и прибрежно-морские отложения, осадконакопление осуществляется почти исключительно в морской среде [Ионов и др., 1987; Лисицын, 1978, 2002].

Минеральный состав осадков активных и пассивных окраин, естественно, зависит от истории геологического развития рассматриваемого региона, но отдельные закономерности проследить можно. Широкое развитие островодужного вулканизма на активных континентальных окраинах приводит к тому, что на шельфе и в предостроводужных зонах доминируют вулканокластические осадки, в проксимальных фациях ассоциирующие с лавами и пирокластическими потоками. В минеральном составе пород песчаной размерности преобладает вулканогенный материал [Шутов, 1975; Петтиджон, 1981; Шванов, 1987].

Шельфы пассивных континентальных окраин в течение длительного периода развивались в тектонически спокойных условиях, имеют выровненный рельеф, и иногда достигают значительной ширины 300 км и более. Перегиб или бровка шельфа расположены на разных глубинах: в полярных областях это 400–600 м, а в низких широтах редко глубже 100 м. Бровка шельфа и континентальный склон обычно прорезаны подводными каньонами. Разновозрастные осадки на шельфе пассивной окраины обычно имеют большую мощность, так как накапливаются в условиях продолжительного погружения и медленного выравнивания рельефа. Увеличение осадочных мощностей (до нескольких тысяч м) установлено на шельфе и подножии континентального склона.

В составе осадочных комплексов пассивных окраин наибольшее распространение имеют зрелые минеральные ассоциации, являющиеся продуктом размыва пород континента, часто прошедшие несколько циклов седиментации. Песчаники шельфовой зоны содержат существенную долю кварца; в отложениях подножия континентального склона/турбидитах присутствуют песчаники с высоким содержанием матрикса [Шутов, 1972; Шванов, 1987; Петтиджон, 1981; Хаин, Ломизе, 1995, 2005; Zhu et al., 2005].

Главные факторы, оказывающие влияние на осадконакопление активных и пассивных окраин, следующие – тектоническая активность, изменение уровня океана и климат.

В бассейнах активных окраин седиментация происходит на фоне интенсивного островодужного вулканизма, поставляющего в близлежащие осадочные бассейны огромное количество вулканической кластики и пирокластического материала. Формирование конусов выноса и состав слагающего их осадочного материала зависят от их тектонической позиции. Они могут быть окраинно-морские, островодужные, преддуговые с аккреционными призмами, присдвиговые и т.д. [Обстановки..., 1990; Bouma, 2000; Mattern, 2005]. Изменение уровня океана имеет небольшое значение, поскольку шельф узкий и накапливающиеся здесь осадки имеют небольшую мощность. Климатический фактор имеет большее значение, но его влияние на процессы седиментации может быть затушевано более поздними тектоническими движениями.

Специфику осадконакопления пассивных континентальных окраин в наибольшей степени определяют следующие факторы: климатический, близость устьев крупных рек,

эвстатические колебания уровня моря и рельеф прилегающей суши, формирование которого связано с тектоническим фактором, хотя активность тектонических процессов мала [Обстановки..., 1990; Япаскурт, 1992, 1998, 2004; Худoley, 2004; Хаин, Ломизе, 2005, Маслов, 2005 и др.]. Климатический фактор стремится сивелировать различия между осадками, накапливающимися в разных обстановках. Близость крупных рек оказывает влияние на осадконакопление, так как именно реки приносят наибольшее количество обломочного материала, аккумулирующегося в бассейне. При этом большое значение имеет то, что реки указанной категории имеют значительную площадь водосборов. Эвстатический фактор оказывает влияние на осадконакопление из-за широкого и протяженного шельфа пассивной окраины. Для понимания влияния тектоники чрезвычайно важен состав песчаников. По смене состава песчаников достаточно четко маркируется начало коллизии. Достаточно надежный репер этого – появление незрелой кластики или продуктов размыва офиолитов [Mattern, 2005; Zhu et al., 2005; Garzanti et al., 2007 и др.].

В докладе рассмотрены наиболее хорошо изученные пассивные и активные континентальные окраины, на примере которых показаны различия в развитии разных осадочных бассейнов, принадлежащих тектоническим структурам одного типа [Тучкова, 2011]. Основными категориями для понимания различий служат фациальные комплексы, минеральный и химический состав песчаных пород. Анализ эволюции бассейнов позволяет видеть геодинамическую специфику формирования осадков на разных этапах истории нашей планеты.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00031).

Литература

- Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 185 с.
- Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль, 1987. 206 с.
- Лисицин А.П. Литология литосферных плит // Геология и геофизика. 2001. № 4. С. 522–559.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
- Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с. 1991. Т. 2. 384 с.
- Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 752 с.
- Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Сэлли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 294 с.
- Тучкова М.И. Терригенные породы древних континентальных окраин (Большой Кавказ и Северо-Восток России). LAP LAMBERT Academic Publishing, 2011. 364 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
- Худoley А.К. Континентальный рифтогенез и пассивные окраины. Тектоника и эволюция осадочных бассейнов. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. 83 с.
- Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. Л.: Недра, 1987. 269 с.
- Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.
- Япаскурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 224 с.
- Япаскурт О.В., Карпова Е.В., Ростовцева Ю.В. Литология. Краткий курс. М.: Изд-во МГУ, 2004. 228 с.
- Япаскурт О.В., Ростовцева Ю.В., Соловьева Н.А., Сорокин В.М., Шарданова Т.А. Исследование осадочных горных пород при составлении средне- и мелкомасштабных геологических карт нового поколения. Методические рекомендации. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1998. 162 с.
- Bouma A.H. Fine-grained, mud-rich turbidites systems model and comparison with coarse-grained, sand-rich systems // Fine-grained turbidites systems. Bouma A.H., Stone C.G. (Eds). AAPG Memoir 72. SEPM Special Publication. 2000. № 68. P. 9–20.
- Garzanti E., Doglioni C., Vezzoli G., Ando S. Orogenic Belts and Orogenic Sediment Provenance // J. Geol. 2007. V. 115. P. 315–334.

Mattern F. Ancient sand-rich submarine fans: depositional systems, models, identification, and analysis // *Earth-Science Rev.* 2005. V. 70. P. 167–202.

Zhu B., Kidd W.S.F., Rowley D., Currie B.C., Shafique N. Age of Initiation of the India-Asia collision in the East-Central Himalaya // *J. Geol.* 2005. V. 113. P. 265–285.

ИЛЬМЕНСКИЙ ГЛИНТ – УНИКАЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ДЛЯ РАЗРАБОТКИ МОДЕЛЕЙ СЛОЕОБРАЗОВАНИЯ И ЦИКЛОГЕНЕЗА В СУБЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ С КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИЕЙ

Шишлов С.Б.

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,
sshishlov@mail.ru*

Вдоль южного берега озера Ильмень от д. Ретле на западе до д. Устрека на востоке протягивается глинт – уступ, высотой до 12 м и длиной около 15 км. Этот объект расположен в пределах главного девонского поля Русской плиты.

Ильменский глинт представляет редкую для платформ возможность наблюдать не только вертикальную последовательность слоев, но и их латеральные изменения на протяжении почти 15 км. Здесь представлены установленные Р.Ф. Геккером [1941] стратотипические разрезы ильменских и бурегских слоев семилукского горизонта франского яруса верхнего девона. Их характеристика приведена в многочисленных публикациях [Петров, 1956; Сорокин, 1978; Тихомиров, 1995; Вербицкий и др., 2000; Михайлова и др., 2003; Zhuravlev et al., 2006; Тарасенко, Шишлов, 2012; Русецкая и др., 2013; Шишлов и др., 2014].

В обнажениях представлен карбонатно-терригенный комплекс, который сформировался в эпиконтинентальном морском бассейне субэкваториального климатического пояса. Его видимая мощность около 15 м. Здесь снизу вверх залегают: ильменские пестроцветные глины (видимая мощность до 8 м); ильменские песчаники (0.5–6 м); бурегские ракушняковые известняки (0.5–1.6 м); бурегские плитчатые известняки (3.5–4.5 м); бурегские комковатые известняки (1.1–1.5 м); речичские пестроцветные глины (видимая мощность до 0.3 м).

Ильменские глины (D_3i_1) голубовато-серые с вишнево-бурыми пятнами. Характерны субгоризонтальная слойчатость, намечаемая плитчатым расколом породы; единичные раковины гастропод и брахиопод в прижизненном положении. Присутствует 4 тонких (0.01–0.15 м) выдержанных слоя известняков биокластовых (грейнстоуны-рудстоуны) зеленовато-серых. Они содержат обломки раковин брахиопод, членики криноидей, фрагменты рыб, раковинки остракод. Размеры и количество биокластов уменьшаются снизу вверх, намечая градиционную текстуру. У основания локализуются зеленовато-серые уплощенные глиняные окатыши размером 0.3–0.5 см. Цемент базальный карбонатный спаритовый. Кровлю прослоев часто осложняют симметричные пологовершинные знаки ряби. Здесь присутствуют раковины брахиопод и двустворок в прижизненном положении, членики криноидей, фрагменты панцирей и зубы рыб, остатки трохилисок. По латерали известняки участками по 2–5 м замещают алевролиты кварцевые с тонкой ламинационной слойчатостью, содержащие мелкий детрит рыб. Цемент карбонатный микритовый. Подошву алевролитов осложняют противотпечатки извилистых следов ползания.

Можно предполагать, что пачка ильменских глин формировалась между базами штормовых и нормальных волнений. Глины накапливались в условиях низкой гидродинамики за счет медленного осаждения из взвеси пелитовых частиц. Их силикатный состав является индикатором интенсивного поступления терригенного материала в бассейн осадконакоп-

ления. Тонкая субгоризонтальная слойчатость указывает на прерывистую седиментацию, а следы ползания, остатки брахиопод и двустворок в прижизненном положении – на наличие у дна кислорода и нормальную соленость. Во время штормов волны размывали донные илы. В результате за счет увеличения концентрации остатков морской фауны (перлювий) и перемещения обломков с мелководья формировались известняковые темпеститовые слои. Градационная текстура и тонкая ламинационная слойчатость, свидетельствуют о том, что часть материала отлагалась из взвеси. Латеральные замещения известняков алевролитами, можно объяснить увеличением глубины до значений, препятствовавших размыву донных илов. Здесь алевроитовые частицы, оседая, «деликатно» заполняли следы ползания беспозвоночных. После завершения шторма кровля темпеститовых слоев становилась относительно твердым субстратом, на котором селились брахиоподы и двустворки. Одновременно, в условиях низкой гидродинамики, возобновлялось медленное прерывистое накопление пелитовых силикатных частиц.

Ильменские песчаники (D_3i1_2) перекрывают глины с отчетливым волнистым контактом. Пачку образуют 4 слоя мощностью до 2 м песчаников серовато-белых или светло-розовых кварцевых слабосцементированных. У подошвы слоев песчаники тонко-мелкозернистые с косою разнонаправленной слойчатостью. Здесь присутствуют уплощенные окатыши глин и единичные фрагменты панцирей рыб размером 0.5–1.0 см. В средней части – песчаники мелкозернистые хорошо сортированные. У кровли – мелко-тонкозернистые алевроитовые с мутьдообразной или пологоволнистой слойчатостью, редкими обломками беззамковых брахиопод. Цемент карбонатный пленочный. Количество карбонатного вещества уменьшается от подошвы к кровле.

На западе и востоке глинта установлено два отрезка протяженностью около 2 км, в пределах которых слои песчаников расщепляются и выклиниваются, замещаясь линзовидно-полосчатыми чередованиями тонких (1–5 см) слоев песчаников светло-серых тонкозернистых алевроитовых и глин пестроцветных алевроитистых. Чередования нарушают текстуры просадок и оползания.

У кровли пачки локализуются линзы толщиной до 0.3 м и протяженностью до 1 км песчаников красно-бурых, от тонкозернистых алевроитистых у основания до крупнозернистых у кровли. Окраску определяют обильные выделения гематита, который обволакивает в виде рубашек зерна кварца и обломки фауны. Слойчатость волнистая. Присутствуют извилистые субгоризонтальные ходы илоедов. К верхней части линз приурочены многочисленные фрагменты панцирей и зубы рыб, створки брахиопод, раковины гастропод. На межслойковых поверхностях постройки *Rhizocorallium* и *Zoophycos*. Линзы с волнистым контактом залегают на розовых песчаниках или на их чередованиях с глинами. По латерали их замещают тонкие (масштаб 3–5 см) отчетливые чередования песчаников тонкозернистых красно-бурых и глин пестроцветных песчанистых.

Вероятно, пачка ильменских песчаников накапливалась в условиях прибрежного высокодинамичного мелководья. Здесь, благодаря постоянным волнениям нормально соленых вод, формировался ряд вытянутых вдоль берега подводных валов высотой до 2 м (максимум мощности песчаных слоев). В понижениях между ними попеременно накапливались пелитовые и псаммитовые слои. Алевроитовые и пелитовые частицы оседали из взвеси в волновой тени песчаных валов при спокойной погоде, а песчаный материал – во время штормов. Нарушение чередований текстурами просадок можно объяснить погружением быстро накопившегося «тяжелого» песка в подстилающий жидкий ил. Текстуры оползания возникали при смещении порций песка по склону валов. Значительные концентрации окислов железа у кровли указывают на близость суши. Очевидно, песчаный материал ожелезненных линз, обогащенный детритом морской фауны, образовывал в зоне прибоя у уреза воды небольшие (высотой до 0.2 м) аккумулятивные гряды, которые периодически оказывались в субэриальных условиях. Представленное в обнажениях глинта двукратное фациальное замещение слоев песчаников чередованиями псаммитов и пелитов позволяет предположить, что здесь система валов и межваловых депрессий рассечена вкрест простирания. Следовательно,

в конце ильменского времени береговая линия палеобассейна протягивалась с юго-запада на северо-восток.

Бурегские ракушняковые известняки (D_3br_1). Пачка залегает на волнистой эродированной поверхности ильменских песчаников и отличается разнообразием пород и латеральной изменчивостью. Установленные здесь породы можно объединить в две группы: 1) глины и микритовые известняки, сформировавшиеся в обстановках изолированного низкодинамического мелководья; 2) детритовые известняки, накопившиеся в условиях динамического мелководья. Выявление из наиболее вероятных взаимных переходов позволяет описать типовую полную вертикальную последовательность (снизу вверх):

1. Известняки от тонко- до среднетритовых (пакстоуны–флаутстоуны), фиолетово-бурые со светло-серыми пятнами, песчаные с комковатой текстурой или волнистой слойчатостью. Присутствуют окатанные фрагменты раковин брахиопод, мшанок, панцирей рыб, раковины гастропод и остракод, членики криноидей, спиккулы губок. Экстракласты представлены алевритовыми и псаммитовыми зёрнами кварца и чешуйками мусковита. Характерны крупные песчаные гальки и уплощенные глиняные окатыши размером от 1 до 30 см. Такие породы, вероятно, накапливались в мелководной высокодинамической обстановке у уреза воды. Значительное количество терригенной примеси и присутствие галек указывают на процессы размыва подстилающих ильменских отложений, а остатки морских организмов свидетельствуют о нормальной солёности.

2. Линзовидно-полосчатые чередования тонких (1.0–5.0 см) слоек глин голубовато-серых алевритистых и известняков фиолетово-бурых мелко-крупнодетритовых (пакстоуны–флаутстоуны) песчаных, содержащих крупные раковины двустворок и фрагменты панцирей рыб. Экстракласты представлены алевритовыми и псаммитовыми зёрнами кварца, пластинками мусковита. Присутствуют прослойки красно-бурого алевролита, сцементированного гематитом. Кверху в глинах сокращается количество алевритовых зёрен и растёт карбонатность, известняки становятся тонкодетритовыми (вакстоуны) или микритовыми (мадстоуны). На мелкобугристых кровлях этих известняков присутствуют створки мелких брахиопод и извилистые следы ползания. По-видимому, такие чередования формировались вблизи уреза воды за счёт многократной смены гидродинамических условий. В периоды с низкой волновой активностью накапливался силикатный алевропелитовый материал, мобилизуемый за счёт размыва подстилающих ильменских отложений. Периоды повышения волновой активности приводили к совместному накоплению кварцевых зёрен и карбонатного детрита, продуцировавшегося в мелководной зоне морского бассейна. Снижение снизу вверх доли терригенной примеси указывает на увеличение расстояния до береговой линии, а микритовый состав известняков – на общее снижение гидродинамической активности придонных вод за счёт некоторого увеличения глубины.

3. Известняки от пелитоморфных до тонкодетритовых (мадстоуны–вакстоуны), зеленовато-серые с красно-бурыми пятнами, за счёт выделений гематита, массивные или комковатые. Иногда проявлена неотчетливая волнистая слойчатость, намечаемая неравномерным распределением и ориентировкой детрита, тонкими примазками глины. Снизу вверх увеличивается количество мелкого детрита брахиопод, их игл и целых створок, раковин остракод и гастропод. Характерны обогащенные окислами железа разнонаправленные ходы илоедов и субвертикальные норки, в которых иногда присутствуют раковины двустворчатых моллюсков в прижизненном положении. Кровля таких известняков отчетливая ровная. По всей видимости, формирование этих отложений происходило в условиях морского мелководья с умеренной гидродинамикой, благоприятной для совместного накопления карбонатных илов и детрита морского бентоса. Пониженное содержание терригенной примеси указывает на удаленность от берега. Наличие норок двустворок, открывающихся на отчетливо выраженные межслойковые поверхности, позволяет считать, что процессы седиментации сменяли перерывы ненакопления.

4. Известняки от мелко- до грубодетритовых с микритовым матриксом (пакстоуны–флаутстоуны), буровато-красные за счёт выделений гематита, реже зеленовато-серые.

Присутствуют целые створки брахиопод, раковины остракод и гастропод, фрагменты мшанок, единичные зерна кварца алевритовой размерности. Цемент микритовый карбонатный, участками гематитовый. Слои слоистость неотчетливая волнистая или серийная косая разнонаправленная, намечаемая изменениями размера, количества и ориентировки биокластов. У кровли локализуются известняки тонкодетритовые (вакстоуны – пакстоуны) зеленовато-серые или розовые с неотчетливой волнистой слоистостью. Характерны скопления створок и целых раковин брахиопод. Эти породы, по-видимому, накапливались в высокодинамичной, удаленной от берега мелководной обстановке, благоприятной для обитания морского бентоса. На финальном этапе происходило ослабление гидродинамики, связанное с увеличением глубины.

Показано, что на протяжении 15 км с юго-востока на северо-запад пачку ракушняковых известняков образуют 8 ретроградационно налегающих друг на друга клиноформ. Это линзовидные геологические тела толщиной до 0.6 м и шириной от 1.5 до 2.5 км, которые представляют собой близкие по структуре системы пород. Проксимальную часть клиноформ образуют песчаные детритовые известняки, накопившиеся у уреза воды в условиях высокой гидродинамики. По латерали их замещают и отчасти перекрывают глины и микритовые известняки, формировавшиеся в обстановке низкодинамичного изолированного мелководья. Далее локализуются детритовые известняки, образовавшиеся в обстановках динамичного мелководья. Дистальную часть клиноформ образуют тонкодетритовые известняки, накопившиеся в пределах умереннодинамичного открытого мелководья. Формирование таких клиноформ можно объяснить миграцией в сторону суши латерального ряда ландшафтов пляжа, низкодинамичного изолированного мелководья, высокодинамичной отмели, образованной системой ракушняковых валов и примыкающего к ее фронтальной части открытого мелководья с умеренной гидродинамикой. Очевидно, во время формирования пачки бургских ракушняков морская трансгрессия развивалась неравномерно. Ее ускорение приводило к быстрому смещению береговой линии на 1.5–2.5 км к северо-западу и образованию осадкоемкого пространства, а замедление – к его заполнению и формированию клиноформы. В это время береговая линия мигрировала не более чем на 0.5 км. Затем следовал следующий ускоренный подъем уровня моря, смещение береговой линии и накопление новой клиноформы.

Бургские плитчатые известняки (D₃br₂) микритовые (мадстоуны) серовато-белые или серовато-розовые, залегают на бугристой кровле ракушняковых известняков. В матрице рассеяны редкие зерна кварца алевритовой размерности и силикатная пелитовая примесь, количество которой сокращается к кровле. Присутствуют ромбические кристаллы доломита. Текстура линзовидно-полосчатая, намечаемая плитчатым (толщина плиток 1–10 см) расколом породы по пологоволнистым межслойковым поверхностям. В нижней части пачки присутствуют тонкие (1–3 см) слойки глины. Характерны разнонаправленные ходы илоедов и извилистые следы ползания на межслойковых поверхностях. В нижней части присутствуют единичные раковины брахиопод и двустворок в прижизненном положении.

Формирование пачки плитчатых известняков, по-видимому, происходило в низкодинамичной хорошо аэрируемой относительно глубоководной части открытого шельфа. На это указывают микритовый состав пород, незначительное содержание терригенной примеси, прижизненное положение органических остатков и многочисленные ходы илоедов. Линзовидно-полосчатая текстура позволяет считать, что эпизоды относительно быстрого накопления карбонатных илов многократно сменялись кратковременными седиментационными перерывами, во время которых возникали межслойковые поверхности. Это может быть связано со штормами, которые «взмучивали» карбонатные донные осадки на мелководье. Возникшая при этом тонкая взвесь оседала на глубине. Затухающие волны формировали пологоволнистый рельеф дна. Между штормами, в тихую погоду, здесь возникал дефицит карбонатного материала и седиментация прекращалась. Донные илы заселял и перерабатывал морской бентос. Следующий шторм приводил к накоплению новой порции микрита.

Бургские комковатые известняки (D₃br₃) микритовые (мадстоуны), белые, постепенно сменяют плитняки. Остроугольно-комковатую текстуру намечают неправильной фор-

мы изометричные фрагменты диаметром 1–3 см, образующиеся за счет разрушения тонких (2–5 см) плиток с неровными мелкобугристыми поверхностями. Содержание алевритовой примеси растет снизу вверх. Параллельно увеличивается количество остатков брахиопод и остракод, так что в прикровельной части толщиной в 0.2–0.5 м представлены вакстоуны и пакстоуны. Мелкобугристую кровлю комковатых известняков с отчетливым контактом перекрывают пестроцветные буровато-зеленые глины речичского горизонта.

Можно предполагать, что накопление микритового материала комковатых известняков происходило ниже базы волнений в глубоководной низкодинамичной обстановке. Здесь эпизоды медленного осаждения пелитовой карбонатной взвеси, мобилизуемой штормами на мелководье и перемещаемой течениями к центру бассейна, часто сменялись перерывами в осадконакоплении, во время которых накопившийся ранее осадок изменялся процессами подводного выветривания. В результате формировались тонкие слойки, разделенные бугристыми межслойковыми поверхностями. Очевидно, за счет увеличения расстояния до береговой линии скорость седиментации постепенно падала и в осадке увеличивалась доля раковин обитавших здесь остракод и мелких брахиопод. Резкое прекращение накопления карбонатных илов и переход к терригенной седиментации можно объяснить началом регрессии, которая увеличила объемы силикатного материала, перемещаемого реками с континента в морской бассейн. При этом карбонатные и терригенные породы, вероятно, разделяет перерыв ненакопления, который соответствует трансгрессивному максимуму.

Представленные выше материалы позволяют считать, что Ильменский глинт является уникальным объектом для литологических, палеогеографических, геохимических, палеонтологических и стратиграфических исследований. Здесь представлен широкий спектр структурно-вещественных типов пород, текстур, ихнофоссилий и органических остатков.

Большая протяженность естественных обнажений позволяет исследовать морфологию, особенности строения и создавать седиментологические модели слоеобразования в разных обстановках осадконакопления. Это, например, темпеститовые карбонатные слои в пачке ильменских глин или песчаные ильменские слои, образовавшиеся за счет миграции системы вдольбереговых подводных песчаных валов, разделенных заиляющимися депрессиями.

Только благодаря детальному исследованию пачки бурегских ракушняковых известняков на протяжении около 15 км удается установить клиноформы, которые ретроградационно налегают друг на друга. Их формирование можно объяснить неравномерным подъемом уровня моря. Его ускорение приводило к быстрому смещению береговой линии и образованию осадкоемкого пространства, а замедление – к накоплению клиноформы.

Анализ слоевых последовательностей позволяет сделать вывод о том, что в эпиконтинентальных бассейнах субэкваториального жаркого переменного-влажного климатического пояса формировались красноцветные карбонатно-терригенные циклотемы. Основным пигментом, окрашивающим породы, являются окислы железа, которые поступали в морской бассейн за счет размыва красноземов, характерных для листопадных субэкваториальных лесов и саванн. На трансгрессивных фазах благодаря повышению базиса эрозии и снижению количества терригенного материала, поступавшего континента, формировались преимущественно терригенные слои (например, бурегские слои), вертикальный ряд которых отражает последовательное смещение шельфовых обстановок в сторону суши. Максимум трансгрессии фиксирует перерыв ненакопления (кровля комковатых бурегских известняков). Падение уровня моря приводило к увеличению твердого стока с суши и началу формирования преимущественно терригенной последовательности слоев, признаки которых указывают на миграцию прибрежных обстановок осадконакопления к центру бассейна.

Литература

Вербицкий В.Р., Кямря В.В., Саванин В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание третье). Серия Ильменская. Лист О-36-XIV (Новгород). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 174 с.

Геккер Р.Ф. Отложения, фауна и флора Главного девонского поля // Фауна Главного девонского поля. М.–Л.: 1941. Т. 1. С. 17–84.

Михайлова Е.Д., Щеколдин Р.А. Коротков А.И. Учебная геолого-съёмочная практика (Новгородский полигон). СПб.: Изд-во СПГГИ, 2003. 56 с.

Петров Л.С. Девонские отложения севера и северо-запада Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1956. 174 с.

Русецкая Г.А., Тарасенко А.Б., Вербицкий В.Р., Храмов А.Н., Журавлев А.В., Евдокимова И.О., Иосифиди А.Г., Томша В.А., Сокиран Е.В. Стратотип бургских слоев (франкий ярус, Главное девонское поле) // Литосфера. 2013. № 5. С. 42–56.

Сорокин В.С. Этапы развития северо-запада русской платформы во франком веке. Рига: Зинатне, 1978. 282 с.

Тарасенко А.Б., Шишов С.Б. Литолого-генетические особенности ильменских и бургских слоев франского яруса в районе южного берега озера Ильмень // Региональная геология и металлогения. 2012. Вып. 49. С. 47–55.

Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. М.: Недра, 1995. 445 с.

Шишов С.Б., Журавлев А.В., Родина Т.С. Строение и генезис ракушняковых известняков бургских слоев в стратотипической местности (франкий ярус, южное побережье озера Ильмень) // Региональная геология и металлогения. 2014. Вып. 58. С. 45–53.

Zhuravlev A.V., Sokiran E.V., Evdokimova I.O. et al. Faunal and facies changes at the Early–Middle Frasnian boundary in the north-western East European Platform // Acta Palaeontol. Polonica. 2006. 51 (4). P. 747–758.

СИСТЕМНЫЙ АНАЛИЗ – НЕПРЕМЕННОЙ АСПЕКТ СОВРЕМЕННЫХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Япаскерт О.В.

Московский государственный университет, г. Москва, lyapaskurt@mail.ru

На современном уровне развития естественных наук литология характеризуется генетичностью, историзмом и системностью исследования природных объектов. Системный подход пропагандировали и развивают известные ученые, в том числе [Вассоевич, Меннер, 1978; Дмитриевский, 1993а, 1993б; Крашенинников, 1986] и др. Постепенно он завоевывает если не массовое, то достаточно широкое признание в трудах литологов начала нынешнего века. Теперь каждый профессионал, который вдумчиво исследует крупный или малый фрагмент земной осадочной оболочки (стратисферы), осознанно или (чаще всего) неосознанно применяет методические приемы системного анализа, когда разрабатывает свою теоретическую модель формирования осадочного бассейна либо какой-нибудь части бассейна.

Поясним это конкретно. Понятие «система» трактуется как совокупность элементов (природных объектов, в нашем случае), образующих структурную целостность, отчлененную от среды своего пребывания. Этому определению соответствует стратисфера, как и все прочие земные оболочки. Системы устроены иерархично, т.е. состоит из многогранговых подсистем. Для каждой из них средою служат соседние подсистемы. Так, например, стратисфера состоит из множества осадочных породных бассейнов (ОПБ), а каждый ОПБ – это сама по себе целостная и достаточно автономная система пород и флюидов, возникшая в результате заполнения осадками самостоятельно развивавшейся крупной тектонической впадины и характеризующаяся единством геологической истории (определение Н.Б. Вассоевича, 1979 г.). Дочерними системами ОПБ можно считать почвы, коры выветривания, водоносные горизонты совместно с их водоупорами (по [Перельман, 1968]), а также нефтегенерирующие, нефте- и газомещающие породные комплексы. Их главный элемент – осадочная горная порода обычно определяется как парагенетическая ассоциация разновозрастных минеральных компонентов и органических веществ (ОВ). Однако, такое привычное

нам определение не совсем корректно, так как образец породы, извлеченный из скважины, горной выработки или из поверхностного обнажения подобен скелету бывшего живого организма или его чучелу, но это вовсе не весь организм в целом. Потому что в естественной природной среде осадок и возникшая из него порода представлены не только твердофазными компонентами, но также присутствующими там флюидами – жидкими и газовыми (водными, углеводородными, NH_3 , H_2S , CO_2 , CO , N_2 и др.). Признаки их бывшего нахождения в породе мы устанавливаем только косвенно, наблюдая структурно-вещественные последствия физико-химических реакций между флюидной и твердой фазами вещества и дополняя эти наблюдения геохимическими параметрами. Так добываются сведения о процессах литификации осадков и о многоэтапных постседиментационных породных изменениях – посредством известных лабораторных приемов стадийного анализа (СА) [Япаскурт, 2013].

Системный анализ объединяет сведения, полученные в результате литолого-фациальных наблюдений и СА природного объекта на нано-, микро- и макроуровнях его строения. Работая в таком аспекте, автор убедился в том, что истинно системный подход изначально был заложен в приемах генетического формационного анализа по методике, разработанной член-корр. АН СССР-РАН Петром Петровичем Тимофеевым в 70-х гг. прошлого века, о которой он докладывал на пленарной сессии 4-го Уральского литологического совещания [Тимофеев, 2000]. Понятие «осадочная геологическая формация» трактовалось П.П. Тимофеевым так: это естественные, парагенетические связанные местом и условиями накопления комплексы фаций осадков, которые приурочены к определенной палеотектонической структуре (или к ее части) и соответствуют определенной стадии ее развития. В данном определении термин «фация» – это осадок плюс обстановка его накопления.

На первом этапе такого анализа осуществлялись детальнейшие описания геологического разреза осадочной толщи, с выделением свойственных ей литологических типов и с диагностикой в каждом типе компонентов первичных (седиментогенных) и наложенных, т.е. возникших на постседиментационных стадиях литогенеза (литогенез, по П.П. Тимофееву объединял стадии диагенеза, катагенеза и метагенеза–раннего метаморфизма). Оценивая первичные признаки осадка, литолог диагностировал исходные генетические типы, а их сочетание определял как фацию, тем самым приходя к заключению о конкретных условиях формирования древнего осадка. Парагенетический комплекс фаций, или макрофация, соответствовал фрагменту ландшафта в палеобассейне седиментации, а генетическая группа макрофаций, или подформация, – отвечала крупной палеоландшафтной зоне.

Опираясь на такие построения, исследователь выявлял закономерно-циклическую сменяемость конкретных седиментационных обстановок в геологическом времени (макрофация адекватна циклу, подформация – макроциклу седиментогенеза). Одновременно анализировались пространственные изменения вещественного состава каждой подформации – выделялись ее секции.

Все вышеописанные категории (фации, макрофации, подформации и их секции) графически изображались на картах для разных стратиграфических интервалов и на палеотектонических профилях вкрест и вдоль простираения формации. Это наглядно иллюстрировало пространственную взаимосвязь между меняющимися мощностями, характерами строения подформаций и палеотектоническими элементами структуры ОПБ, что облегчало выявить причинную зависимость особенностей седиментогенеза от влияния геотектонического фактора либо отсутствие такой прямой зависимости в каждом конкретном месте и времени.

Используя данную методику, автор выполнил системный СА постседиментационных (литогенетических) породных изменений морских и аллювиально-дельтовых терригенных формаций позднепалеозойского и раннемезозойского возрастов территорий Верхоянской складчато-надвиговой системы (бывшей в то время мегабассейном материковой окраины пассивного типа) и соседних с нею Приверхоянского краевого прогиба совместно с Вилюйской впадиной Сибирского кратона [Япаскурт, 1992]. Методика построений автора сводилась к нижеследующему. На палеофациальные, палеотектонические профили изначальных ОПБ наносились зоны аутигенных минеральных парагенезов, относимые к подстадиям слабого

(начального), среднего и интенсивного (позднего) катагенеза, метагенеза, зеленосланцевого метаморфизма и др., а также изореспленды углефикации ОВ в породах – R^0 и R^a . Затем анализировались характеры соотношений (согласных либо дискордантных) упомянутых зон с простираниями стратиграфических, формационных, фациальных границы и с контурами дизъюнктивных тектонических нарушений структуры ОПБ. При этом выявлялись признаки пространственной и причинной зависимости между интенсивностью литификации и темпами погружения породы в обстановках роста температур (T) и литостатических давлений (P_s) и выявлялись аномальные отклонения от этой зависимости, объясняемые либо возникновением локальных импульсов стресса (P_{st}), тепловых аномалий (ΔT), либо эксфильтрации чужеродных флюидов из нижележащей формации под воздействием импульсов перестройки тектонической структуры палеобассейна. Так устанавливались влияния на процессы литогенеза различных эндогенных факторов. При этом сравнение данных СА в детальном разрезе подформаций фиксировало признаки межпородного и межфациального взаимодействия флюидами и веществом внутри самой формации (процессы самоорганизации этой системы). Их периодически ускоряли эндогенные импульсы, коррелируемые с известными в регионе геотектоническими событиями. Вместе с тем схематические карты строения подформаций, пополненные данными от СА, иллюстрировали зависимость (иногда явную, иногда – камуфлированную вторичными изменениями) процессов аутигенного минералогенеза от состава седиментофона и от фациальной природы исходных осадков. В итоговой теоретической модели нашли отражение способы взаимовлияния элементов природной системы и реакция всей системы на изменение ее среды в геологическом времени.

Дальнейшие системные стадийно-формационные исследования показали своеобразие литогенетических новообразований в ОПБ, формировавшихся в обстановках разных геодинамических режимов, например: платформенных синеклиз и антеклиз, рифтов, тектонически подвижных областей – внутри- и окраинно-континентальных, передовых и межгорных прогибов [Япаскерт, 2005, 2013]. Со своеобразием условий литификации в каждом из таких случаев в прямой и косвенной зависимости проявлялись процессы постседиментационного рудогенеза и нафтидогенеза.

Очевидно, что сегодня одной из актуальнейших проблем науки об осадочных образованиях является проблема: «литогенез и геодинамика геосфер». В ее разработке системный анализ займет ключевую позицию. Он требует большой затраты времени на скрупулезное совмещение детальном СА с региональными построениями, из-за чего и не нашел еще массового внедрения в работы литологов, но компьютеризация будет способна ускорить этапы аналитических обобщений.

Литература

- Вассоевич Н.Б., Меннер В.В. Системные уровни организации сообществ осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 11. С. 5–14.
- Дмитриевский А.Н. Системный подход в литологии: исходные предпосылки и возможности. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1993а. №1. С. 3–17.
- Дмитриевский А.Н. Системный подход в литологии: исходные предпосылки и возможности. Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1993б. № 3. С. 666–669.
- Крашенинников Г.Ф. Системный подход и осадочные формации // История и методология естественных наук. Вып. XXXIII. Геология. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 20–26.
- Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра, 1968. 331 с.
- Тимофеев П.П. Генетическое учение об осадочных геологических формациях (к теории формационного анализа) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минералогения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 15–27.
- Япаскерт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналией. М.: Недра, 1992. 224 с.
- Япаскерт О.В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. 2005. № 3. С. 3–30.
- Япаскерт О.В. Литология. Разделы теории. М.: МАКСПресс, 2013. Ч. I. 216 с.; Ч. II. 188 с.

ДОКЛАДЫ
УЧАСТНИКОВ ШКОЛЫ



ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ: НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ

Аверьянова Е.А.

Уральский государственный горный университет, ИГГ УрО РАН,
Ekaterina.Rubel@yandex.ru

Объектом нашего исследования являлись палеозойские черные сланцы. Обратимся к некоторым примерам таких образований.

Амуро-Охотская складчатая область является одной из крупнейших золотоносных провинций России, обладающей значительным рудным потенциалом. В соответствии с представлениями Е.А. Кулиша и ряда других исследователей [Парада, 2013], в Амуро-Охотской складчатой области четко обособливаются два основных сегмента (Галамский и Тукурингро-Джагдинский), различающиеся историей геологического развития и минерогенической специализацией. Галамский сегмент представлен Удско-Шантарским звеном, которое обособливается от всех остальных наиболее ранней для Амуро-Охотской области позднепалеозойской/допермской складчатостью и северо-восточным простиранием структур. Для него характерны вулканогенно-осадочные месторождения фосфоритов, железных и марганцевых руд. В Тукурингро-Джагдинском сегменте развиты углеродсодержащие кремнисто-вулканогенно-терригенные, кремнисто-терригенные и терригенные формации с возрастом от раннего палеозоя до перми. Именно в Тукурингро-Джагдинском сегменте Амуро-Охотской складчатой области располагаются наиболее продуктивные на Дальнем Востоке Селемджинский, Ниманский и Кербинский золотоносные районы, приуроченные к выходам палеозойских углеродисто-терригенных толщ.

В черносланцевом комплексе Амуро-Охотской складчатой области можно выделить: *нижнюю часть* (афанасьевская, самырская, ипатинская и саларинская свиты), соответствующую вулканогенно-кремнисто-граувакковой формации. Она геохимически отличается от перекрывающих ее формаций относительно повышенными концентрациями элементов в терригенных породах. Средние содержания Li и Zr в них выше в два раза, чем в вышележащих отложениях, Cu и Ag – в три раза, а концентрации Co и Ni больше на порядок. *Среднюю часть* (талыминская, златоустовская и сагурская свиты), отнесенную к вулканогенно-кремнисто-обломочной формации. Ее особенностью является слабая дифференцированность по химическому составу терригенных пород. Геохимически она отличается от подстилающей ее формации заметно пониженными содержаниями Mn, Sr, Ni и Co в терригенных породах. *Верхняя часть* (токурская, экимчанская и амнусская свиты) соответствует флишоидной формации. Она характеризуется ритмичностью разных порядков и включает мощные толщи песчаников, алевролитов, аргиллитов с подчиненными прослоями кремнистых пород. Слагающие ее терригенные породы по геохимическим характеристикам практически не отличаются от пород предыдущей вулканогенно-кремнисто-обломочной формации [Парада, 2013].

Формирование отложений рудовмещающего черносланцевого комплекса происходило в различных геодинамических обстановках. Нижняя его часть накапливалась, скорее всего, в обстановке океанического ложа. Средняя часть комплекса характеризует условия подножия континентального склона. Верхняя часть рудовмещающего комплекса образовалась в обстановке континентального склона.

В пределах Южного Урала широко развиты палеозойские черносланцевые отложения с мощными положительными аномалиями золота и ряда других элементов [Сначев и др., 2012]. В палеоостроводужном секторе палеозойские разрезы сложены комплексом отложений, в котором углеродистые толщ пространственно сочетаются с гипербазитами и габбро меланократового основания, а также продуктами вулканизма океанического и островодужного типов.

В основании разреза присутствуют сланцево-карбонатная и осадочно-вулканогенная толщ условно нижнего палеозоя. Выше располагаются черносланцевая и вулканогенно-

осадочная толща. Геохимической особенностью углеродистых отложений рассматриваемого региона является весьма высокая концентрация сульфидной серы, ее прямая корреляция с халькофильной группой элементов и закисным железом. Медно-цинк-свинцовая специализация этих отложений сопровождается содержанием Ni (7.0 г/т), Co (2.45 г/т), Mn (32.1 г/т), V (13.0 г/т) и рудными концентрациями Au и P. При сравнении содержаний элементов в указанных углеродистых породах с их содержаниями в PAAS [Тейлор, МакЛеннан, 1988] можно видеть, что в первых содержания ряда элементов-примесей выше почти на порядок. Повышенная железистость и щелочность углеродистых сланцев, а также явный вклад в осадконакопление эксгальтивных источников, дают основания считать, что имел место эндогенный привнос перечисленных металлов.

Палеозойские отложения Пай-Хоя относятся к двум различным структурно-формационным зонам, имеющим большое сходство с Елецкой и Лемвинской зонами Севера Урала (по В.С. Енокиану [1971] – Печорской и Карской). Палеозойские отложения этих зон действительно резко отличаются: первые принадлежат перикратонной зоне Русской платформы, вторые – краевой зоне Уральской складчатой области. Черносланцевые отложения характерны только для сланцевой (Лемвинской/Карской) зоны [Юдович и др., 1981]. Для них присущи накопления Mo (до 20 г/т, против 1 г/т в PAAS), U (63 г/т против 3.1 г/т), V (порядка 300 г/т против 150 г/т), Cr (до 220 г/т против 110 г/т). В то же время, черные сланцы обеднены Ba (165 г/т против 650 г/т в PAAS), Rb (31 г/т против 160 г/т), Th (2.8 г/т против 14.6 г/т).

Еще одним, весьма интересным, примером палеозойских черных сланцев являются *нижнекембрийские черные сланцы Южного Китая (формация Niutitang)*. Эти образования богаты органикой и обладают высоким содержанием Mo (63.7 г/т), Ni (480 г/т), V (2000 г/т), Re (7.8 г/т), Cr (210 г/т), Cu (150 г/т), Zn (350 г/т) и др. [Мао, Lehmann, 2002]. В то же время в PAAS содержания этих же элементов следующие: Mo (1 г/т), Ni (55 г/т), V (150 г/т), Cr (110 г/т), Cu (50 г/т), Zn (85 г/т) [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. Приведенные данные показывают существенное обогащение нижнекембрийских черных сланцев Южного Китая многими редкими и рассеянными элементами.

Сравнение химического состава палеозойских черных сланцев из разрезов Амуро-Охотской складчатой области, Южного Урала, Пай-Хоя и Южно-Китайского кратона позволяет сделать следующие выводы. Черные сланцы Амуро-Охотской складчатой области, накапливавшиеся, как предполагают многие авторы, в обстановке континентального склона, характеризуется повышенным содержанием Li, Zr, Cu, Ag, Sr, Ni и Co. Черные сланцы Южного Урала, формировавшиеся в различных типах островодужных бассейнов, обладают выраженной Cu-Zn-Pb-специализацией, сопровождающейся повышенным содержанием Ni, Co, Mn, V и рудными концентрациями Au и P. Черные сланцы Пай-Хоя, накопление которых связано, прежде всего, с вулканизмом, и не столько с пирокластикой, сколько с эксгальциями и подводными гидротермами и реже – со спецификой терригенного сноса, демонстрируют вышекларковые содержания Mo, P, Se, U, V, B, Cr, что, скорее всего, обусловлено органомфильной природой этих элементов. Черные сланцы формации Niutitang (нижний кембрий, Южный Китай), накапливавшиеся в шельфовых и склоновых обстановках, в значительной степени обогащены органическим веществом и обладают аномально высоким содержанием Mo, Ni, Se, Re, Os, As, Hg и Sb. Возможно, такая специфика их химического состава обусловлена бескислородными/аноксическими условиями образования.

Суммируя все сказанное выше, можно сделать вывод, что самые высокие содержания микроэлементов (Ni, Co, Mo, V и др.) имеют черные сланцы Южного Китая благодаря отчетливо выраженным бескислородным/аноксическим условиям образования. Меньшие в целом содержания микроэлементов присущи черным сланцам континентального склона, а также областях, где обогащение черных сланцев различными микроэлементами связано с гидротермальной деятельностью.

Литература

Енокян В.С. Палеозойские отложения и история геологического развития территории западного Пай-Хоя и острова Вайгач. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГРИ, 1971. 20 с.

Парада С.Г. Реконструкции состава и условий седиментации палеозойских черносланцевых комплексов Амура-Охотской складчатой области в связи с золотоносностью. Ростов-на-Дону: Институт аридных зон ЮНЦ РАН, 2013. С. 359–362.

Сначев А.В., Сначев В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 2012. 208 с.

Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 376 с.

Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия, минералогия и рудогенез марганца в черносланцевых формациях Пай-Хоя // Рудообразование на Тимане и Севере Урала. Сыктывкар: ИГ КомиФАН СССР, 1981. С. 54–72.

Maо J., Lehmann B. Re-Os Dating of Polymetallic Ni-Mo-PGE-Au Mineralization in Lower Cambrian Black Shales of South China and Its Geologic Significance // *Econom. Geol.* 2002. V. 97. P. 1051–1061.

К СТРАТИГРАФИИ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Азимов Ж.Н.

ГП «Комплексная геолого-съёмочная поисковая экспедиция»,
kompleksuz@bcc.com.uz, kompleksuz3@exat.uz

На территории Западного Узбекистана довольно широко развиты образования позднего палеозоя. Наибольшую площадь развития имеют отложения позднекаменноугольного-раннепермского времени, представленные мощным флишоидно-молассовым комплексом пород и охватывающие западную и восточную периферию гор Тахтатау.

За истекшее столетие значительно пополнился объем о геологической изученности карбонатных фармаций Западного Узбекистана. Возрос объем фактического материала, появились новые методики исследований. Увеличилась точность аналитических методов, значительно возросло количество определений, что позволяет более обоснованно фиксировать условия седиментации палеобассейна и производить прогноз формирования полезных ископаемых. В тоже время остается актуальной проблема литологических исследований. Без изучения вещественного состава и фациальной изменчивости осадков, очень сложно провести реконструкцию геодинамических обстановок характеризующих время формирования как магматических комплексов, так и тектонической активности исследуемой площади, влияющих на процесс рудообразования.

Среди отложений позднего палеозоя нами выделяются терригенно-карбонатная формация разделенная на три осадочные толщи: соответственно архарскую (C_{2-3ar}), тахтатаускую (C_3-P_{1tt}) и огузтаускую (C_3-P_{1oz}). Описываемые ниже отложения выведены в ранг толщ на основании отсутствия четких обоснованных стратиграфических уровней. Так нижний контакт архарской толщ закрыт красноцветными континентальными отложениями **Mz-Kz**. **Верхний** контакт, с комплексом отложений тахтатауской толщи, проходит по тектоническому нарушению субширотного простирания с мощной зоной дробления, характерным азимутальным и угловым несогласием. Так же, образования тахтатауской толщи по тектоническому нарушению субширотного простирания, проходящему в приводораздельной части гор с угловым и азимутальным несогласием контактируют с вышележащим осадочным комплексом огузтауской толщи. Кровля этих отложений закрыта мощным чехлом эоловых барханных песков.

Отложения архарской толщи (C_{2-3ar}) на площади исследования наиболее развиты в восточном окончании гор Тахтатау. Они вытянуты вдоль южного склона гор в субширотном

простирации, имея протяженность более 10 км при максимальной мощности более 800 м. Контакт с подстилающими отложениями на всем протяжении закрыт более молодыми образованиями Mz-Kz. Контакт с вышележащим флишоидным комплексом тахтатауской толщи тектонический.

Впервые описываемый комплекс пород был выделен в северо-западной части гор Букантау С.А. Кушнарём в 1938 г. и подразделялся им на 3 пачки общей мощностью от 1600 до 2500 м. На площади работ наиболее полное развитие имеют отложения нижней пачки, представленные молассовым комплексом ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Породы табачно-зеленого, зеленовато-серого цвета, тонко рассланцованы до листоватых и плитчатых разновидностей. Очень плотные, тонко-горизонтально-слоистые. Мощность прослоев от 3–5 до 10–15 см. Слоистость выражена четко, поверхности напластования ровные. Песчаники разнозернистые, полимиктовые, состоят из грубоокатанных не сортированных зерен эпидота, альбита, метаморфических сланцев, кварца, кремней. Часто отмечаются зерна окисленного пирита. Цемент карбонатный, карбонатно-кремнистый. Порода рассечена многочисленными прожилками вторичного кальцита, мощность которых достигает 5–8 см. По плоскостям напластования местами отмечаются радиально расположенные знаки ряби, свидетельствующие о наличии подводных течений. В отложениях толщи отмечаются редкие линзы русловых конгломератов. Как правило, они вытянуты в субширотном простираении, имеют протяженность более сотни м при мощности до 10–15 м. Конгломераты грубообломочные, глыбовые с галькой, достигающей размеров до 30–80 см. Галька грубоокатана, не сортирована. По составу гальки преобладают обломки известняков, кремней, кварца, различных яшм. Цемент карбонатный. Заполнитель древесно-гравийный, состоит из грубоокатанных обломков вмещающих пород. В карбонатной гальке известняка собраны и определены остатки конодонтов, *Gnatodus bilineatus (Raundy)*, *Taphrognathus varians Branson et Mehl.* свидетельствующие о московском времени среднего карбона. Учитывая время литогенеза осадка и последующий процесс седиментации, мы вправе предполагать время накопления толщи, как начало верхнего карбона.

Тахтатауская толща (C_{3u}). Впервые выделена В.А. Захаревичем в 1938 г., в ранге свиты, в горах Тахтатау. Описываемые отложения практически полностью слагают выше названные горы, вытягиваясь в субширотном простираении на протяжении более 30 км при мощности разреза до 3 км, и разделены меридиональным бозсайским разломом, соответственно, на западную и восточную составляющие. Контакт с подстилающими образованиями архарской толщи тектонический с явно выраженным угловым и азимутальным несогласием. Толща представлена флишоидным комплексом ритмично переслаивающихся конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. В среднем мощность седиментационного цикла составляет 60–70 м. В верхней части разреза довольно часто встречаются линзы органогенно-детритовых, пелитоморфных известняков с резким битуминозным запахом, протяженностью от 1 до 8 км. В основной массе породы имеют буровато-красную окраску.

Конгломераты разногалеchnые, галька хорошей и средней окатанности, довольно плотной упаковки. По составу преобладают обломки известняков и доломитов D₂-C₂, иногда с фрагментами органических остатков *Stringocephalus cf. burtini* D_{2gv}, вулканиты тубабергенской свиты, метаморфических сланцев кумбулакской свиты. Реже встречаются грубоокатанные обломки сургучных яшм, темно серых и черных кремней молочно-белого и серого кварца. Размер обломков варьирует от 3–5 см до 0.5 м. Преобладает галька размером 5–8 см в поперечнике, хорошей и удовлетворительной окатанности. Заполнитель древесно-щебенистый. Цемент пород крепкий кремнисто-карбонатный. Мощность прослоя конгломератов составляет 1.0–1.5 м, максимум до 3.5 м. Конгломераты постепенно замещаются гравелитами. По составу обломки породы идентичны конгломератам. Размер гальки соответственно составляет 1.5–3.0 см. Заполнитель неравномернозернистый песчаник с крепким карбонатно-кремнистым цементом пропитанный гидроокислами железа. Мощность прослоев гравелитов варьирует в пределах 1.0–2.5–4.0 м. Гравелиты также постепенно замещаются

разнозернистыми полимиктовыми песчаниками. Местами, по ходу разреза цвет пород с буровато-красного меняется на зеленовато-серый.

Часто в песчаниках отмечаются небольшие линзы мелкогалечных конгломератов или гравелитов, фрагменты кривой слоистости, свидетельствующие об изменении направления донных течений. Алевролиты и аргиллиты, в большинстве, имеют буровато-красную или буровато-серую окраску. Местами они тонко рассланцованы до плитчатых. Поверхности напластования ровные, шероховатые. На них наблюдаются трещины усыхания, знаки ряби, ходы илоедов, отпечатки капель дождя, свидетельствующие о мелководном бассейне с периодическим осушением дна в момент седиментации.

По своим фациальным особенностям эта часть разреза представлена образованиями зоны береговой линии. Осадконакопление происходит в условиях прибрежного мелководья с быстрым осушением морского дна в моменты приливов и отливов, повышенной гидродинамики волн. В результате происходит быстрая цементация осадка с образованием многочисленных каверн и пустот, пористых песчаников. На этих участках формируются небольшие биогермные тела органогенных известняков, содержащих многочисленные органические остатки среди которых собраны и определены: растительные остатки – *Calamites undulate* Stern., *C. gigas Brongniart*, *C. ex.gr. schiitreibiformis waldenburgensis* Kidston et Jongm., *Walchia (Labachia) sp.*, свидетельствующие о поздне-каменноугольном-раннепермском времени осадконакопления.

Впервые, на площади исследования, в разрезах тахтатауской толщи собраны и определены конодонты: *Streptognathodus conjunctus* Barskon et Stchastlivzeva *idiognathus sinuosus* Ellison et Graves; брахиоподы: *Choristes priscus* Eichiv., *C. volgensis* Stuck., *C. sowerby* Tisch., *Derbyia regularis* (Waag.), *C. mosquensis* Tisch., *C. rasficulosis* et E. Ivanova; пелециподы: *Parallelodon semicustatus* Mc.Coy, *Avilopecten regularis* Hind., *Parallelodon grandis* Lan., также свидетельствующие о позднекаменноугольном-раннепермском времени формирования бассейна.

Контакт с вышележащим комплексом проходит в приводораздельной части восточного окончания гор Тахтатау по зоне субширотного разлома. Он выражен как угловым, так и азимутальным несогласием элементов залегания пород. Следует отметить, что в восточном простирании мощность разреза флишоидного комплекса тахтатауской толщи постепенно увеличивается. По линии проведения литолого-стратиграфического разреза IX она составляет – 3300 м.

Огузтауская толща (C₃-P_{1 оз}). Образования этой толщи обнажаются в северо-восточной части площади гор Тахтатау. По тектоническому нарушению субширотного простирания, проходящего севернее приводораздельной части гор они контактируют с подстилающими образованиями тахтатауской толщи. Описываемые отложения представлены ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками. Они характеризуют определенный седиментационный цикл в формировании палеобассейна, начинающийся с образования слоев крупнозернистых песчаников и заканчивающийся пелитоморфными известняками. Мощность такого цикла составляет 50–70 м.

Песчаники известковистые зеленовато-серого цвета, тонкоплитчатые, разнозернистые, хорошо рассланцованные с оскольчатым изломом, цемент кремнисто-карбонатный. Алевролиты зеленовато-серого цвета, тонко-горизонтально-слоистые с крепким кремнисто-карбонатным цементом. Слоистость выражена четко. Поверхности напластования ровные, шероховатые.

Аргиллиты зеленовато-серого цвета, тонкоплитчатые до листоватых, тонкорассланцованные. По простиранию, часто, линзовидно замещаются алевролитами и песчаниками. Каждый седиментационный цикл заканчивается слоем известняка. Известняк серого цвета среднеслоистый, органогенно-дендритовый, пелитоморфный, с большим содержанием илистого остатка, с резким битуминозным запахом, в свежем изломе порода черного цвета. Мощность прослоев известняка 25–35 см. Слоистость выражена четко. Поверхности напластования волнистые с тонкими прослоями глинистого материала. Порода переполнена остатками биофоссилий, среди которых выделяются мшанки, небольшие биогермные пост-

ройки табулятоморфных кораллов и водорослей, брахиоподы, пелециподы, фораминиферы. Мощность слоя известняков варьирует от 2.0–3.5 м. Биогермные постройки табулятоморфных кораллов линзовидно вытянуты по простиранию. Они имеют протяженность 1.5–2.5 см. Колонии водорослей прослеживаются на 10–15 м, при мощности 25–35 см.

Описываемые отложения характеризуют начало морской трансгрессии позднекаменноугольного времени, вызвавшей образование органогенных известняков, известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Максимум морского осадконакопления приходится на раннюю пермь – время формирования биогермных кораллово-водорослевых комплексов [Дженчураева, Гетман, 2010].

К сожалению, из-за отсутствия специалистов-палеонтологов по выше перечисленным органическим остаткам мы не можем точно датировать время формирования отложений огузтауской толщи Восточного Букантау.

Ссылаясь на идентичность разрезов позднекаменноугольного-раннепермского времени гор Карачатыр (Южная Фергана, Киргизия) хорошо охарактеризованных в работах [Бенш, 1962, 1972; Гончар, 1984; Дженчураева, Гетман, 2010] и Восточного Букантау можно предполагать о едином времени формирования палеобассейна западной части Срединного Тянь-Шаня.

Литература

Бенш Ф.Р. Позднекаменноугольные и раннепермские фузулиниды Северной Ферганы // Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1962. С. 186–252.

Бенш Ф.Р. Стратиграфия фузулиниды верхнего палеозоя Южной Ферганы. Ташкент: ФАН, 1972. 140 с.

Гончар А.Д. Литология верхнего палеозоя гор Карачатыр (Южная Фергана). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Ташкент: Ташкентский университет, 1985. 284 с.

Дженчураева А.В., Гетман О.Ф. Стратиграфия и литология верхнего палеозоя Срединного Тянь-Шаня. Бишкек: КРСУ, 2010. 194 с.

ТИПЫ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД – КОЛЛЕКТОРОВ ПЛАСТА БУ₁₀₋₁₁ УРЕНГОЙСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Астафьева А.Д., Горбунова С.А.

*Московский государственный университет, astafyeva.arina@mail.ru,
sonia-gorbunova@yandex.ru*

С целью оценки влияния литологических особенностей пород-коллекторов на их емкостные свойства были изучены керн и петрографические шлифы песчаников и алевролитов (20 образцов) из верхневаланжинского пласта БУ₁₀₋₁₁ Уренгойского нефтегазоконденсатного месторождения (скважины 44, 48, 70, 85), любезно предоставленные авторам доктором геол.-мин. наук Г.Н. Леоненко. Были также обобщены данные по составу и емкостным свойствам коллекторов этого пласта из ряда публикаций [Карнюшина, 2000; Леоненко, Соколов, 1993].

Уренгойское месторождение открыто в Пуровском районе Ямало-Ненецкого автономного округа в 1966 г., введено в эксплуатацию в 1978 г., добыча из неокомских газоконденсатных залежей началась в 1985 г. [Месторождения..., http://neftegaz.ru/tech_library/view/4223]. Месторождение располагается на севере Западной Сибири и приурочено к Уренгойскому мегавалу – крупной (180×30 км) пологой брахиантиклинальной складке, которая

является частью еще более крупного Нижнепурского мегавала. Строение Уренгойского вала осложнено рядом локальных поднятий, из которых наиболее явно выражены северное и южное, получившие название куполов [Уренгойское..., 2011]. Рассматриваемые нами скважины 44 и 48 находятся в пределах Северного купола (его южный и северный склоны соответственно), на территории Центральной приподнятой зоны расположены скважины 70 (южный склон) и 85 (западный склон). Залежи газа локализованы в отложениях юры и мела. Среди продуктивных толщ неокома выделяются: ниже-средневаланджинская (ачимовская пачка и куломзинская свита), верхневаланджинско-готеривская (тарская свита) и готеривско-аптская [Нефтегазоносные..., 1988]. Пачки прибрежно-морских и мелководных песчаников и алевролитов пласта БУ₁₀₋₁₁ имеют толщину 10–15 м, линзовидно расслоены маломощными глинистыми породами. Отложения содержат фауну аммонитов и фораминифер. Анализ строения разреза, выполненный во ВНИИГАЗе, позволил исследователям предположить среди пачек обломочных пород присутствие и дельтовых генетических типов [Ермаков, Шаля, 1982]. Кровля пласта в изученных скважинах находится в пределах глубин от 2792 м до 2846 м, его мощность изменяется от 50 до 100 м. Газоконденсатная с нефтяной оторочкой залежь рассматриваемого пласта является пластово-сводовой, покрывкой служат глины чеускинской свиты готерива.

В составе изученной коллекции минеральные типы песчаников и алевролитов относятся по классификации [Шванов, 1987] к группам кварцевых граувакк, полевошпатовых граувакк и аркозов. Аркозы преобладают, среди них выделены два подтипа, различающиеся по содержанию плагиоклазов, слюд, количеству и типу цемента.

Аркозовые песчаники и алевролиты первого подтипа составляют большую часть коллекции. Их отличительными признаками являются повышенное содержание плагиоклазов и значительные вариации количества цемента, составляющего до 40%. Среди гранулометрических разностей описаны: 1) алевролиты крупнозернистые средне отсортированные и алевролиты песчаные плохо отсортированные светло-серые, с массивной текстурой; 2) песчаники мелкозернистые средне отсортированные и песчаники алевролитовые плохо отсортированные светло-серые, иногда с бежевым оттенком, с массивной текстурой; 3) песчаники мелко-среднезернистые серые и светло-серые массивные и слоистые.

Алевролиты имеют максимальный диаметр (d_{max}) зерен 0.175–0.19 мм, их минимальный диаметр (d_{min}) – 0.025–0.05 мм, наиболее часто встречаются зерна d – 0.05–0.1 мм. В песчаниках d_{max} зерен – 0.2–0.4 мм, d_{min} – 0.05–0.1 мм, преобладают обломки с диаметром 0.1–0.25 мм. В смешанных разностях песчаников средний диаметр зерен изменяется от 0.0625 до 0.125 мм. Сортировка зерен средняя в крупнозернистых алевролитах и средне-мелкозернистых песчаниках, плохая и очень плохая присуща мелкозернистым песчаникам и алевролитам. Микротекстуры беспорядочная и массивная наблюдаются в мелкозернистых и средне-мелкозернистых песчаниках, остальные типы обладают слоистой и неясно-слоистой микротекстурой, подчеркнутой чередованием прослоев с различным размером зерен и/или прослоев с однонаправленно ориентированными чешуйками биотита. Зерна обычно угловатые, до 25% составляют полуокатанные и окатанные обломки с диаметром 0.075–0.25 мм.

В рассматриваемых аркозах кварц составляет 30–47%. В нем часто отмечается волнистое погасание (до 15% зерен), встречается кварц с минеральными и газово-жидкими включениями, а также его корродированные зерна. Коррозия кальцитом обычно приурочена к краям зерен, встречается кварц полностью замещенный кальцитом, что устанавливается по тeneвым структурам. Содержание полевых шпатов варьирует от 30 до 55%. Они подвержены хлоритизации, пелитизации, альбитизации, карбонатизации и серицитизации. В одних образцах изменены до 90% зерен калиевых полевых шпатов, в других – первые десятки процентов. Такая же ситуация типична для изменений плагиоклазов, в отдельных образцах пород-коллекторов количество измененных обломков составляет 70%. Среди слюд (5–20%) преобладает биотит, количество мусковита не более 3–5%. Биотит обесцвечен, часто замещен серицитом, хлоритом, также отмечается его мусковитизация. Обломки осадочных и

эффузивных хлоритизированных пород (10–25%) окатаны и полуокатаны. В алевролитах содержание обломков пород обычно 10–15%, изредка наблюдаются разности с содержанием литокластов 20–25%. Среди акцессорных минералов присутствуют рудные – лимонит, гематит, и единичные эпидот, циркон и сфен. Аутигенные минералы представлены хлоритом и сидеритом.

Количество и состав цемента в данной группе сильно варьируют: от 5–10% пленочного и неравномерно порового глинистого до 20–40% базального и базально-порового вторичного карбонатного. В участках с цементом соприкосновения зерен контакты между ними прямолинейные и конформные. Открытая пористость ($P_{от}$) зависит от количества и состава цемента. Ее максимальная величина 13.6–15.4% отмечена в алевролитах песчаных и песчаниках с глинистым пленочным цементом до 5%. В алевролитах и песчаниках алевритистых с 35–40% вторичного карбонатного цемента $P_{от}$ составляет 1.8–4.2%.

Аркозы второго подтипа с содержанием цемента 5–10% представлены алевролитами крупнозернистыми. Макроскопически они светло-серые, иногда с бежевым оттенком, их текстура массивная, реже косо волнистая. В алевролитах преобладают зерна с диаметром 0.05–0.1 мм, d_{min} – 0.025 мм, встречаются песчаные зерна с диаметром 0.15–0.2 мм. Состоят эти аркозы из угловатых, изредка полуокатанных зерен с диаметром 0.0375–0.085 мм (1–2%). Сортировка зерен средняя. Микротекстура пород беспорядочная либо слоистая за счет чередования пропластков, состоящих их зерен разных размеров либо сложенных ориентированно расположенными чешуйками биотита.

Содержание кварца 50–70%. Для него характерно волнистое погасание, встречаются так же корродированные зерна. Плаггиоклазы и калиевые полевые шпаты (от 10–15% до 25–30%) представлены измененными и относительно свежими зернами. Калиевые полевые шпаты пелитизированы (до 50–70% их зерен). Плаггиоклазы серицитизированы, хлоритизированы и альбитизированы. Встречаются зерна с пертитовыми вростками. Слюды (10–15%) представлены преимущественно биотитом, чешуйки мусковита единичны. Окатанные и полуокатанные обломки осадочных и эффузивных пород составляют 5–15%. Их вторичные изменения связаны с серитизацией, хлоритизацией и карбонатизацией. Среди акцессорных минералов наблюдаются рудные. Аутигенные обособления представлены сидеритом и хлоритом.

Цемент распределен неравномерно. Наблюдаются участки с хлоритовым и гидрослюдистым поровым и пленочным цементом в количестве 5–10%. Там, где развит цемент соприкосновения зерен, контакты между ними конформные. Спорадически встречается кальцитовый цемент базально-порового типа. $P_{от}$ алевролитов составляет 15.5%.

Граувакки полевошпатовые описаны в одном образце. Это алевролиты песчаные бежево-серые, с массивной текстурой, сложенные угловатыми, реже полуокатанными зернами. Среди них преобладают зерна с диаметром 0.05–0.1 мм, встречаются песчаные зерна с диаметром 0.2 мм. Сортировка зерен плохая. Микротекстура алевролитов неясно слоистая.

Содержание кварца в граувакках полевошпатовых от 20 до 25%. Зерна волнисто погасают, наблюдается корродированный кварц. Плаггиоклазы и калиевые полевые шпаты встречаются в равной степени часто. Калиевые полевые шпаты (20–25%) подвержены серицитизации и значительной пелитизации, изменено до 60% зерен. Плаггиоклазы (20–25%) серицитизированы, альбитизированы, а также карбонатизированы по краям зерен. Слюды (10%) представлены биотитом частично обесцвеченным и хлоритизированным. Обломки пород (25–30%) осадочные и эффузивные подвержены хлоритизации и карбонатизации. Среди акцессориев встречен эпидот, аутигенные образования представлены сидеритом. Цемент соприкосновения характеризуется конформными межзерновыми контактами. Не более 10% составляет глинистый и карбонатный цемент порового и пленочного типов.

Граувакки кварцевые представлены одним образцом алевролитов песчаных. Макроскопически они серо-бежевые, слоистые за счет чередования разностей более темных и

более светлых. В образце чередуются слойки мелкозернистых (преобладающий диаметр – 0.03 мм) и крупнозернистых алевролитов с песчаной примесью. В последних разностях диаметр зерен изменяется от 0.025 до 0.19 мм, наиболее часто встречаются зерна диаметром ~0.05 мм. Микротекстура алевролитов неяснослоистая за счет однонаправленно ориентированных чешуек биотита и выше описанного переслаивания разностей различного гранулометрического состава.

Содержание кварца от 30 до 35%. Для него характерно волнистое погасание (до 10% зерен), встречаются зерна с минеральными включениями, наблюдается корродированный и замещенный кальцитом кварц. Плаггиоклазы серицитизированные и калиевые полевые шпаты пелитизированные, иногда карбонатизированные встречены в равных количествах и составляют в сумме 20–30%. Слюды (10–15%) представлены биотитом частично гидротизированным и хлоритизированным, чешуйки мусковита единичны. Обломки осадочных и метаморфических пород составляют 30–35%. Среди аксессуаров наблюдаются рудные минералы, иногда окисленные до лимонита, и эпидот. Аутигенные обособления представлены хлоритом.

В кварцевых граувакках преобладает цемент соприкосновения зерен, контакты между ними конформные, редко инкорпорационные. Цемент гидрослюдистый пленочный (3–5%) приурочен к прослоям с более мелкими зернами. $P_{от}$ кварцево-граувакковых алевролитов составляет 14.4%.

В итоге проделанной работы, выявлено, что величина открытой пористости зависит от количества и состава цемента, меньшее значение имеет структура. В аркозах, представленных алевролитами и песчаниками с глинистым пленочным цементом до 5–10% $P_{от}$ составляет от 13.6% до 15.5%. При наличии в них вторичного карбонатного цемента (35–40%) $P_{от}$ снижается до 1.8%. В кварцево-граувакковых алевролитах и песчаниках с глинистым цементом до 5% $P_{от}$ достигает 14.4%. Таким образом, неравномерная и разнообразная цементация терригенных пород-коллекторов приводит к усложнению строения пластов. Наибольшая контрастность строения продуктивной толщи связана с формированием вторичного карбонатного цемента.

Литература

Ермаков В.И., Шаля А.А. Особенности строения продуктивных пластов мегийонской свиты Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1982. № 5. С. 13–18.

Карнюшина Е.Е. Осадочные формации в зоне катагенеза нефтегазоносных бассейнов. М.: АО «Институт Гидропроект». 96 с.

Леоненко Г.Н., Соколов Б.А. Зоны коллекторов нефти и газа и эффективность их вскрытия перфорацией // Разведочная геофизика. Обзорная информация. Вып. 4. М.: АО «Геоинформмарк», 1993. С. 1–55.

Нефтегазоносные комплексы Западно-Сибирского бассейна. М.: Недра, 1988. 303 с.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.

Уренгойское нефтегазоконденсатное месторождение // Вокруг газа. Электронный журнал. 20.03.2011. <http://www.trubagaz.ru/gkm/urengojjskoe-neftegazokondensatnoe-mestorozhdenie/#>

Месторождения / Уренгойское НГКМ // Neftegaz.RU. Техническая библиотека. http://neftegaz.ru/tech_library/view/4223

ТИПЫ МИНЕРАЛИЗЦИЙ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ ГОРНОЗАВОДСКОГО РАЙОНА ПЕРМСКОГО КРАЯ

Бадьянова И.В.¹, Суслов С.Б.², Осовецкий Б.М.¹

¹Пермский государственный национальный исследовательский университет,
kataev7@psu.ru, opal@psu.ru

²АО «Геокарта-Пермь», *geokarta.perm@yandex.ru*

Коры выветривания на рифейских черносланцевых толщах территории Горнозаводского района Пермского края в последние годы стали объектом детальных комплексных исследований в связи с перспективами обнаружения месторождений различных полезных ископаемых. Площадь исследований располагается в пределах Каменногорского антиклинория Центрально-Уральского поднятия (ЦУП). Отложения Каменногорского антиклинория представлены верхнерифейским комплексом, относящимся к кедровской (клыктанская свита) и басегской сериям Западно-Уральской структурно-фациальной зоны. Рифейские отложения сформировались в обстановках внутриконтинентального моря рифтогенной пассивной континентальной окраины [Ибламинов, 2015].

Коры выветривания, в основном, приурочены к зонам тектонических нарушений на площадях развития пород клыктанской свиты, особенно на контакте с перекрывающими их федотовскими отложениями басегской серии. Здесь выделены линейно-трещинные, линейно-контактовые, остаточные элювиальные и инфильтрационные коры выветривания.

Линейно-трещинные коры выветривания связаны с дизъюнктивными нарушениями субмеридиональной, северо-северо-восточной и северо-северо-западной ориентировки и приурочены к периклинальному замыканию структуры Каменногорского антиклинория. На контакте клыктанской и федотовской свит аналогичные коры выветривания вскрыты на глубине 280 м. Мощность кор выветривания – 50–70 м, при ширине выхода на поверхность до 100–300 м. Протяженность непрерывных выходов достигает 10 км. Состав кор выветривания, преимущественно, песчанисто-алевритовый гидрослюдисто-монтмориллонитовый и гидрослюдисто-каолининовый, цвет пестрый: желтый, оранжевый, белый, светло-серый, коричневатый-серый, голубоватый-серый, сиреневый, темно-серый, зеленоватый-серый, желтоватый-коричневый, темно-бурый, вишневым (за счет неравномерной гематитизации). Часто коры выветривания представляют собой дезинтегрированные милониты, иногда маршаллиты.

Линейно-контактовые и линейно-карстовые коры выветривания развиты по контактам различных литологических разностей пород: карбонатов–сланцев, сланцев–кварцитопесчаников, сланцев–интрузивных образований и т.д. На контактах переслаивающихся кварцитопесчаников, сланцев и доломитов встречены желтоватый-серые и желтоватый-коричневые коры выветривания. Доломиты часто с поверхности превращены в доломитовую муку, а кварцитопесчаники – в маршаллиты. На контакте углисто-серицит-кварцевых сланцев и углифицированных кварцитопесчаников образуются коры выветривания слабой химической проработки.

Остаточные элювиальные коры выветривания образуются в результате разложения кристаллических силикатных пород и имеют площадное повсеместное развитие, но незначительную мощность – 0.5–1.5 м. На массивах габроидов, как правило, развиты ржаво-темно-бурые монтмориллонит-гидрослюдистые коры выветривания. Для примера можно привести Шакюревский массив, где отмечены вермикулитовые коры выветривания шириной до 100 м среди апогаббровых метасоматитов [Суслов, 2008]. Над частью массива габроидов горы Дублинский Камень развиты ржаво-темно-бурые монтмориллонит-гидрослюдистые коры выветривания, площадь распространения которых 200–300×1000 м, а мощность достигает 30 м. Повышенные мощности связаны, по-видимому, с широким развитием разрывной и трещинной тектоники.

Инфильтрационные коры выветривания выделяются на участках интенсивной циркуляции подземных вод, обогащенных гидроксидами железа и марганца. В результате процессов инфильтрации образуются бурожелезняковые и марганцевые руды, часто на контакте карбонатных пород со сланцами. Руды имеют вид конкреций бурого и темно-бурого цветов неправильной и округлой формы до 10–15 см в диаметре. Такие руды пользуются значительным распространением в поле развития отложений клыкчанской свиты и входят в состав Бисерской группы рудников.

В корях выветривания, помимо железорудных и марганцеворудных, выявлены следующие типы минерализаций, перспективных на поиски месторождений и рудопроявлений: золоторудная, серебряная, платиноворудная, урановая, ториевая, редкоземельная, иттриевая, титан-циркониевая и ниобиевая.

Характерной особенностью *золоторудной* минерализации как наиболее перспективной для изученной площади является многообразие видов и сложность форм нахождения золота. Среди важнейших форм можно выделить свободные выделения частиц самородного золота, электрума и амальгам, агрегатные скопления наночастиц ртутистого золота и амальгам, ультрадисперсное («невидимое») золото. Наличие «агрегатного» ртутистого золота является одной из типичных форм проявления золоторудной минерализации в корях выветривания, сформированных на породах черносланцевой толщи [Бадьянова, 2014, 2015; Осовецкий, 2013]. Его частично удается извлечь гравитационными способами (крупность до 100 мкм). Можно предполагать, что значительная часть агрегатов, была потеряна при гравитационном обогащении, учитывая их слабую механическую прочность. Активная роль ртути в корях выветривания подтверждается присутствием киновари, самородной ртути и амальгам различных металлов. Кроме ртути, мобилизация наночастиц золота может быть обусловлена железистыми соединениями и органическим веществом [Осовецкий, 2012]. Ультрадисперсное («невидимое») золото может быть связано с минералами-носителями (сульфиды, особенно пирит и арсенопирит, магнетит, анкерит и гидрогетит). В монофракциях этих минералов отмечено присутствие металла. Кроме того, ультрадисперсное золото концентрируется в органическом веществе и глинистых продуктах выветривания. Концентрации ультрадисперсного золота, по данным атомно-абсорбционного анализа, в отдельных маломощных прослоях могут превышать 1 г/т.

Серебряная минерализация представлена в продуктах выветривания электрумом, амальгамами серебра; самородным серебром; изоморфная форма присутствует в сульфидах, прежде всего в галените. Содержание серебра в пробах, определенное масс-спектрометрическим методом, существенно превышает содержание золота, причем отсутствует прямая корреляционная связь между содержаниями благородных металлов. Отсюда следует, что преобладающей является изоморфная форма нахождения серебра.

Самородные платиноиды обнаружены только в аллювиальных отложениях, размывающих коры выветривания. Однако масс-спектрометрический анализ показывает постоянное присутствие платины и в самих корях. Слабая, но отчетливо наблюдаемая прямая корреляционная связь устанавливается между содержаниями платины и хрома. Причиной может являться присутствие платины в зернах хромита, что установлено как на Сарановском, так и на других месторождениях хромитов Урала. Кроме того, весьма слабая положительная связь наблюдается между содержаниями платины и мышьяка, что может быть обусловлено присутствием микрозерен сперрилита ($PtAs_2$).

Урановая минерализация представлена выделениями урановой черни, присутствие которой доказано микрозондовым анализом, в зонах с повышенным количеством углеродистого вещества. В научной литературе приводятся сведения о концентрации урана в пленках, покрывающих новообразованный гематит [Watters, Sagala, 1978]. По данным рентгенофлуоресцентного анализа, повышенное содержание урана (14 г/т) установлено в одной из проб коры выветривания с высоким содержанием оксидов железа.

Ториевая минерализация. Собственных минералов тория в породах не обнаружено. Однако микрозондовым анализом присутствие тория постоянно отмечается в минералах

редких земель (монацит, алланит, флоренсит) и цирконе. Учитывая высокие значения коэффициентов корреляции, характеризующих связи содержаний Th с концентрациями Zr (+0.64), Nb (+0.53) и Ce (+0.46), можно утверждать, что концентрации тория возрастают в корях выветривания, обогащенных цирконом, монацитом, ильменорутилом и другими минералами, устойчивыми к агентам химического выветривания.

Основными *редкоземельными* минералами в корях выветривания являются монацит и алланит, реже флоренсит. Эти минералы зафиксированы во многих образцах при изучении минерального состава тяжелой фракции. По данным минералогического анализа, в ряде прослоев и линз отмечено присутствие монацитовой или алланитовой минеральной ассоциации. Особенно перспективны на формирование промышленного оруденения зоны с резко повышенным выходом такой тяжелой фракции.

Иттриевая минерализация, по данным рентгенофлюоресцентного анализа, широко распространена в корях выветривания и представлена ксенотимом. Отмечена прямая связь концентраций иттрия с содержаниями церия и лантана, однако нередко ксенотим обогащает отдельные прослои коры выветривания, не сопровождающиеся лантаноидами.

Титан-циркониевая минерализация. Минералы титана и циркония являются довольно распространенными в корях выветривания, развитых на черносланцевых породах. Среди них наиболее важными являются ильменит, циркон и лейкоксен. В меньших количествах их сопровождают рутил, псевдобрукит и титаномагнетит. Данные минералы появились в составе черносланцевых пород еще на стадии седиментогенеза и благодаря устойчивости к агентам химического выветривания хорошо сохранились в зрелых корях выветривания. Иной генезис имеют новообразования брукита и анатаза, связанные с метасоматическими процессами. Особенно характерны повышенные содержания брукита, представленного крупными кристаллическими выделениями. В минералах титана и циркония в качестве попутных ценных компонентов присутствуют уран, торий, гафний, редкие земли, скандий.

Ниобиевая минерализация обусловлена присутствием ильменорутила, а также ниобиевых разностей ильменита и лейкоксена. Таким образом, она тесно связана с титановой минерализацией. Судя по высокому значению коэффициента, корреляции, характеризующего связь между содержаниями ниобия и циркония (+0.80), ниобиевые разности титановых минералов попадают в древний бассейн осадконакопления вместе с цирконом. Отсюда можно сделать вывод, что богатые ниобием прослои характеризуют весьма зрелые коры выветривания.

Литература

- Бадьянова И.В.* Агрегатное золото кор выветривания черносланцевых толщ // Геология и полезные ископаемые западного Урала. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2014. 3–7 с.
- Бадьянова И.В.* Глобулярное золото черносланцевых толщ // Геология и полезные ископаемые западного Урала. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2015. 3–5 с.
- Ибламинов Р.Г., Сулов С.Б.* Сарановский комплекс: региональное положение, палеотектоника // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 18. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2015. 145–153 с.
- Осовецкий Б.М.* Наноскульптура поверхности золота. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2012. 232 с.
- Осовецкий Б.М.* Природное нанозолото. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2013. 176 с.
- Сулов С.Б., Манькова Т.В.* Габброидные массивы Сарановского комплекса // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 11. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2008. 147–164 с.
- Watters R.A., Sagala F.P.* Geochemical reconnaissance for uranium and base metals using heavy mineral separates in Central and Southern Sumatra. A preliminary report // *Majal. Bat.* 1978. V. 11. № 1. P. 3–26.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛОМИТ-МАГНЕЗИТ-АНГИДРИТОВЫХ ПОРОД ИЗ КРОВЛИ ПРОДУКТИВНОГО ГОРИЗОНТА ГРЕМЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ)

Байгузина А.З., Радзиевская О.-М.А.

*Саратовский национальный исследовательский университет,
almira.bajguzina@yandex.ru*

В разрезе галогенных отложений своеобразным «реперным» горизонтом являются породы доломит-ангидритового и доломит-магнезит-ангидритового состава. Такие горизонты известны в пределах Башкирского Приуралья, Волго-Уральской области, юго-западной прибортовой части Прикаспийской впадины (Сарпинско-Тингутинская площадь) [Макаров и др., 1985; Свидзинский и др., 1986]. Распределение породообразующих минералов – доломита, ангидрита и магнезита в породе неравномерно и они образуют породы переменного состава: доломит-магнезит-ангидритовые, магнезит-доломитовые-ангидритовые и т.п. В качестве примеси присутствуют полигалит (?), гипс, глинистые минералы, которые иногда составляют до 15–20%. Типично в породах присутствие целестина, стронцианита, гидроборачита, борачита, сульфоборита, калиборита. Целестит образует неравномерно распределенные зернистые агрегаты, приуроченные, как правило, к засульфаченным участкам карбонатов. Стратиграфически наиболее крупные скопления целестина (в ангидрит-содержащих карбонатах) приурочены по данным многих исследователей к низам кунгурских отложений, т.е. к началу галогенной седиментации [Макаров и др., 1985; Свидзинский и др., 1986; Московский, Гончаренко, 2004].

Доломит-магнезит-ангидритовые породы были установлены не только в основании кунгурских гидрохимических отложений, но и над погожской калийной пачкой в пределах южной части Гремячинского месторождения [Макаров и др., 1985; Свидзинский и др., 1986; Московский, Гончаренко, 2004]. Характерной особенностью пород является присутствие в них интервала, с повышенным содержанием целестина (5–7%) и боратов. Уже первые результаты изучения их состава, полученные геологами Волгоградской экспедиции, Московского и Саратовского госуниверситета [Свидзинский и др., 1986] показали, что выявление условий формирования доломит-магнезит-ангидритовых пород позволит более полно охарактеризовать генезис всего комплекса галогенных толщ региона. Кроме того, подойти к решению вопроса источника вещества, являвшегося основой минерализации, сопутствующей калийной, которая потенциально может рассматриваться как полезное ископаемое.

Результаты изучения шлифов, позволили утверждать, что исходным материалом для доломит-магнезит-ангидритовых пород были водорослевые известняки типа строматолитов замещенных призматически-зернистым ангидритом. Существенная роль в составе этих пород принадлежит скоплениям пелитоморфного доломита и магнезита, их перекристаллизованными разностями а также агрегатам кристаллов галита, обрамленного крустификационными каемками ангидрита (размером до 0.5–1 мм) и крупными таблитчатыми кристаллами целестина, реже – борных минералов. Рентгено-фазовый анализ позволил выявить в этой породе целестин, сульфоборит, барит, гидроборачит, колеманит, витчит, пробертит и в одном образце – крайне редкий – говлит. В шлифах, в гнездообразных скоплениях установлены сульфоборит, гидроборачит, ашарит [Гончаренко и др., 2011].

Содержание B_2O_3 в этих породах, составляет 0.8–1.5%, при повышенных концентрациях лития. Столь высокое валовое содержание бора, при наличии относительно редкой вкрапленности борных минералов позволяет предполагать его вхождение в виде примеси в пелитоморфных агрегатах породы и в виде изоморфной примеси в других минералах. Это отражается, например, в оптических аномалиях в ангидрите. Следует сказать, что с процессом, обусловившим появление борной минерализации (а также целестина и барита) в доло-

мит-магнезит-доломитовой породе, связано, видимо, ее появление в виде аксессуаров и в ангидрит-галитовых породах базального горизонта вышележащей ритмопачки, и в самих сильвинитах [Московский, Гончаренко, 2004]. В целом, после изучения шлифов и аншлифов процесс минералообразования в этой породе представляется как метасоматическое замещение первичной карбонатной породы под влиянием нескольких стадий взаимодействия с растворами разного генезиса. С одной стороны, образующиеся на стадии опреснения, в краевой части бассейна, карбонатные породы, подверглись воздействию рапы солеродного бассейна, находящейся на эвтонической стадии. С другой стороны, во время длительного перерыва в седиментации, после садки калийных пород, эта зона седиментогенеза находилась под влиянием вод хлоридно-кальциевого состава. И, наконец, на третьем этапе преобразования, эти породы подверглись существенной переработке за счет рапы солеродного бассейна, находящейся на сульфатной или начале хлоридной стадии, что связано с формированием залегающей выше ритмопачки соленосного разреза региона.

С целью решения вопроса генезиса минерализации нами были выполнены определения содержания ряда элементов в отдельных образцах магнезит-доломит-ангидритовых породах рентгено-флюоресцентным методом в лаборатории Института химии Саратовского госуниверситета. Анализ результатов, не смотря на фрагментарный отбор материала, позволяет сделать следующие заключения. В изученных образцах компоненты, имеющие стопроцентную встречаемость, характеризуются крайне невыдержанными содержаниями. Так, количество K_2O изменяется от 1.16% до 28.82%, то же касается и стронция, хлора, сернистого ангидрита. Несмотря на то, что для большинства компонентов не устанавливается корреляционных связей, между стронцием и кальцием ($R = 0.61-0.83$) и между калием и бромом ($R = 0.91$) корреляция является существенной. Тогда как, между стронцием и сернистым ангидритом, хлором и калием корреляция отсутствует. В данном случае очевидна связь содержания брома с эвтонической рапой солеродного бассейна [Гончаренко, 2006]. А отсутствие связи хлор-калий отражает тот факт, что большая часть хлора в породе поступала позднее, с рапой существенно меньшей концентрации.

Таким образом, две стадии из трех предполагаемых нами подтверждаются. Отсутствие, каких либо корреляционных связей у стронция, повышенные количества бора в породе, позволяет предполагать и третью стадию преобразования этих пород.

Авторы выражают свою благодарность научному руководителю, заведующему кафедрой петрологии и прикладной геологии, доктору геол.-мин. наук О.П. Гончаренко и профессору той же кафедры, доктору геол.-мин. наук Г.А. Московскому за предоставление каменного материала и шлифов при подготовке данного материала.

Литература

Гончаренко О.П., Писаренко Ю.А., Киреев О.С., Писаренко В.Ю. Перспективы бороносности галогенной формации прикаспийской впадины и ее обрамления // Известия вузов. Геология и разведка. 2011. № 2. С. 41–46.

Гончаренко О.П. Калиеносность эвапоритовых бассейнов фанерозоя и особенности формирования отложений заключительной стадии галогенеза // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 4. С. 422–433.

Макаров А.С., Седлецкий В.И., Свидзинский С.А. Условия формирования и особенности размещения калийно-магниевых солей западной части Северного Прикаспия // Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 202–209.

Московский Г.А., Гончаренко О.П. Пермский галогенез Прикаспия. Часть 2. Гидрохимия заключительных стадий галогенеза и условия Постседиментационных преобразований солей. Саратов: Изд-во «Научная книга», 2004. 80 с.

Свидзинский С.А., Музалевский М.М., Ковальский Ф.И. Гремячинское месторождение сильвинитов // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986. С. 204–219.

КАЛЬКРЕТЫ (КАЛИЧЕ) И СИЛЬКРЕТЫ. НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КАЛИЧЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Бакаева Ж.М.

Уральский государственный горный университет, ИГГ УрО РАН,
jenny.080@mail.ru

В южной части Урала, как на восточном, так и на западном склоне, среди красноцветных отложений верхнего палеозоя распространены своеобразные карбонатные образования – каличе (калькреды). Это континентальные аутигенные карбонатные образования, генетически или пространственно связанные с почвами и терригенными осадочными отложениями. Эти образования практически водонепроницаемы и устойчивы к выветриванию в аридных условиях.

В настоящее время калькреды описаны в составе красноцветных толщ разных стратиграфических уровней в нескольких структурных зонах Южного Урала и Зауралья. Наиболее представительные разрезы с горизонтами каличе обнажаются в южной части Предуральского прогиба в бассейнах рр. Сакмара и Белая. На восточном склоне Урала каличе описаны по рр. Тобол, Арчаглы-Аят, Карталы-Аят, Миасс [Мизенс, Маслов, 2008]. Они выявлены и в Зауралье [Мизенс, Кокшина, 2010; Мизенс, Сапури, 2010] на территории Боровской зоны, где они были вскрыты структурно-поисковой скважиной ВК-34.

В упомянутых зонах среди красноцветных пород распространены карбонатные стяжения (светлые, розовые, серые, нередко пятнистые) размером от нескольких мм до 7–10 см. Форма отдельных выделений неправильная, с многочисленными неровностями, иногда с расплывчатыми границами, но при этом относительно изометричная, реже линзовидная, с длинной стороной, ориентированной параллельно напластованию. Иногда стяжения срастаются и образуют линзовидные тела с комковатой структурой. Местами этих образований так много, что породы напоминают плохо сгруженные конгломераты. Нередко карбонатные стяжения сливаются в относительно массивные пласты толщиной до 1.5 м. Такие пластообразные тела могут иметь как относительно ровные границы и взаимно параллельную подошву и кровлю, так и извилистые, и даже зубчатые ограничения. Мощность пластов, как правило, напрямую зависит от длительности перерыва в осадконакоплении.

Все рассматриваемые каличе относятся к группе так называемых бета каличе (бета калькред) (например, [Wright, Tucker, 1991]), **которым свойственны биогенные черты, в том числе наличие фитоморфов (ризоидов), широко распространенных как на Западном Урале, так и на востоке.** Из пяти морфологических типов ризоидов, выделенных К. Клаппой [Кларра, 1980], на Южном Урале присутствуют два: ризокреции (ризоконкреции) и слепки по отпечаткам ризоидов. Ризокреции представляют собою удлиненные трубчатые образования, стенки которых сложены микро- или тонкозернистым кальцитом, а центральная полость выполнена кристаллическим карбонатом (иногда с кристаллами кварца), в то время как слепки ризоидов полностью сложены микро- или тонкозернистым кальцитом. Отсюда можно предположить, что ризокреции начали формироваться, когда часть растения еще существовала, но слепки, очевидно, образовались после полного разложения корня, в пустом пространстве. Об этом свидетельствует и наличие песчаных зерен в этих каналах [Мизенс, Сапури, 2010].

Гораздо реже в составе верхнепалеозойских образований встречаются кремнистые стяжения и их агрегаты, известные под названием силькреды (кремневые панцири, кремневые кирасы). В настоящее время они встречены только на Западном Урале среди комков каличе в виде мелких (до 5 мм) светло серых и буровато серых комков кремней, сложенных опалом и халцедоном.

Образование калькрет связывают с осаждением извести при испарении воды, однако, процесс этот протекает по-разному. В некоторых случаях главную роль играют поверхностные воды, перенасыщенные известью. Происходит их вымывание из верхнего слоя почвы и осаждение в следующем слое на глубине до 3 м под землей. Предварительным этапом этого процесса является желваковая стадия, когда каличе в виде прослой еще не образовалось, а сформировались лишь отдельные желвачки. На начальной стадии прослой каличе довольно тонок (несколько см – первые десятки см). И, наконец, при длительном перерыве осадконакопления, и при наличии достаточно зрелой почвы, образовывается выдержанный и мощный прослой (до 1–2 м), мощность которого будет расти вплоть до прихода следующего водного потока. В других случаях каличе образуется при сильном нагреве поверхности. Грунтовые воды подтягиваются по капиллярам и, испаряясь, отлагают карбонат кальция в верхних горизонтах.

Силькреты представляют собой вторично окремненные в поверхностных условиях в аридном климате пласты различных, обычно обломочных пород, которые образуют плотные бронирующие поверхности (термин предложен в 1902 г. Дамплугом [Кузнецов, 2007]). Как правило, это массивные и брекчированные текстурно неоднородные образования мощностью до 1–2 м, иногда до 5 м, светлой или красной окраски, во многом наследующие текстуры и структуры исходных пород.

В настоящее время силькреты формируются в полупустынях и пустынях Австралии, Южной Африки, Гоби, Средней Азии и других, но известны они с докембрия. Механизм их образования считается в основном инсоляционным. В условиях жаркого и сухого климата грунтовые воды подтягиваются к поверхности, где и испаряются. В аридных условиях эти воды обычно имеют повышенную щелочность, что способствует растворению кремнезема из коренных пород на пути их капиллярного подъема. При испарении воды на поверхности, содержащийся в ней кремнезем выпадает в осадок в виде пленки на частицах коренной породы, что в целом ведет к окремнению. В образовании кремневых панцирей, вероятно, участвуют и другие процессы, остающиеся малоизученными. Не исключено, что силькреты могут формироваться в процессе химического выветривания и в условиях более влажного климата. В обстановке кислого выветривания кремнезем также переходит в растворимые формы и затем цементирует породы, образуя твердые корки [Кузнецов, 2007]. Таким образом, кремнезем поступает снизу с водами и химическим путем осаждается в поверхностных условиях. Но в первом случае его источник располагается глубоко, условно говоря, он ювенильный, так как кремнезем мобилизуется горячими водами под большим давлением и осаждается при снижении температуры и давления. Во втором случае источник кремнезема располагается неглубоко, по сути дела, им являются сами подвергающиеся окремнению породы, а осаждение происходит при испарении воды, т.е. без изменения давления, а скорее, при повышении температуры.

В результате изучения геохимии малых элементов в каличе Урала, были выявлены и уточнены некоторые закономерности формирования этих образований. В том числе, обращает на себя внимание сходство в распределении РЗЭ во вмещающих породах и в собственно каличе, причем независимо от местонахождения. Различается только сумма этих элементов. В чистых карбонатах Предуральского прогиба она низкая (4–7 г/т), в каличе с примесью терригенного материала выше (до десятков г/т), а во вмещающих породах еще более высокая (более 100 г/т). В то же время все другие параметры распределения сходные, что подтверждает генетическую связь вмещающей глинистой породы и каличе. В том числе наклоны кривых распределения лантаноидов в карбонатах и глинистых породах Предуральского прогиба очень близки ($La_n/Yb_n = 7.5-9.7$), почти одинаковое распределение легких ($La_n/Sm_n = 3.0-4.0$) и тяжелых ($Gd_n/Yb_n = 1.6-1.8$) элементов. Как у каличе, так и у глинистых пород присутствуют небольшие аномалии европия ($Eu_n/Eu_n^* = 0.70-0.80$, лишь в одном случае 0.62) Аномалия Се как в каличе, так и во вмещающих породах не наблюдается, что характерно для наземных отложений.

Содержание малых элементов в карбонатных образованиях этой территории в целом низкое, по сравнению с кларковой концентрацией в известняках. В наиболее чистых каличе (с суммой РЗЭ 4–7 г/т) содержание таких элементов как **Be, B, Sc, Ti, Zn, Ga, Rb, Y, Zr, Cd, Sb, Ba, Hf, Bi, Th** составляет всего от 0.05 до 0.4 от упомянутого кларка, **Mo** и **W** – от 0.2 до 0.8. Только концентрация **Li, V, Cr, Mn, Ni, Nb, U** относительно близка к кларковой (0.5–2.0), **Co** и **Ta** – 1.4–4.0. **Изменчивое содержание Cu (0.6 и 5.4) и Sr (1.5 и 7.8),** возможно связано с присутствием вторичных сульфидов. Каличе с примесью терригенных компонентов (Σ РЗЭ 26 и 67 г/т) характеризуется существенно более высокими концентрациями элементов. Здесь почти не встречаются значения менее 0.5 от кларка в известняках, в то время, как очень высокие (по сравнению с упомянутым кларком) концентрации встречаются нередко. Так, содержание **Cr** составляет 3.5 и 14 от кларка, **Co (5.5 и 16), Ni (2.5 и 29), Nb (7.5 и 14), Ta (16 и 30), W (6.6 и 34).** **Содержание остальных элементов колеблется от 0.5 до 6** по сравнению с кларковым в известняках. Для вмещающих аргиллитов характерны близкие к кларку для глинистых пород (0.5–2.6) содержания большинства элементов. Это **Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Rb, Sr, Hf, W, Y, Zr, Cd, Cs, Ba, Ta, Bi, Th, U.** **Низкие содержания (менее 0.5 от кларка) свойственны Li, Be, B, Zn, Mo, Sb.** **Изменчивые концентрации (как и в карбонатных образованиях) характерны для меди (0.4 и 4.4).** Содержание малых элементов здесь сопоставимо также с кларковой концентрацией в почвах. Так, количество **Li, B, Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Hf, Cs, Ba, Th, U** составляет 0.5–2 от этого кларка, в то время как **Be, Y, Zr, Mo, Cd, Sn, Sb, Pb** всего 0.05–0.4.

Характерно, что в собственно каличе, и во вмещающих глинистых породах распределение лантаноидов имеет общие черты, хотя сумма РЗЭ разная, в карбонатах она существенно меньше. Содержание других малых элементов в каличе более изменчивое. В первую очередь оно определяется примесью терригенного материала. Во вмещающих аргиллитах оно чаще всего близко к кларковому в глинистых породах, лишь для некоторых из них характерно более низкое содержание, но в разных районах это разные элементы. Обращает на себя внимание, что такие содержания близки также к кларковым концентрациям в почвах.

Таким образом, каличе во всех рассмотренных зонах имеют как общие черты, так и различия. Во всех случаях они приурочены к красноцветным породам, которые образовались в условиях жаркого засушливого климата в предгорном пролювии, хотя и в несколько разных его зонах. В Предуральском прогибе это дистальная часть мощного предгорного конуса выноса, где преобладают глинистые породы, а на Восточном Урале и в Зауралье развиты отложения, формировавшиеся ближе к поднятиям, там много песчаного материала, в том числе и аргиллиты содержат существенную примесь песка. Во всех случаях формирование каличе связано с почвенными горизонтами [Мизенс, Сапурин, 2010; Бакаева, 2016], содержащими многочисленные ризоиды и, вероятно, другие растительные остатки, следовательно, они относятся к так называемым бета каличе (бета калькретам). В Предуральском прогибе, горизонты с каличе были более мощными, выдержанными, и сохранялись более продолжительное время. Вероятнее всего это связано с формированием каличе в дистальной части конуса выноса, на удалении от гор. Перерывы здесь были более длительными и, соответственно, почвенные горизонты могли сохраняться дольше. По разным оценкам, пласт каличе, мощностью в 1 м может образоваться за время от 100 до 10 000 лет [Твердохлебов, 2001].

Литература

Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение. М.: Недра-Бизнесцентр, 2007. 511 с.

Мизенс Г.А., Кокшина Л.В. Условия осадконакопления в среднепалеозойских бассейнах на юго-западе Западной Сибири (зона сочленения уральских и казахстанских структур) // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Новосибирск: Академическое изд-во Гео, 2010. С. 111–113.

Мизенс Г.А., Маслов А.В. Каличе в составе верхнепалеозойских континентальных отложений юга Урала и их значение для палеогеографических реконструкций // Докл. АН. 2008. Т. 421. №. 3. С. 371–374.

Мизенс Г.А., Сапуриин С.А. Следы палеопочв в девонских красноцветах на юге Западной Сибири // Актуальные вопросы литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2010. С. 223–225.

Твердохлебов В.П. Каличе в континентальных красноцветных формациях на востоке Европейской части России // Известия вузов. Геология и разведка. 2001. № 6. С. 145–148.

Klappa C.F. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance // Sedimentology. 1980. V. 27. P. 613–629.

Wright V.P., Tucker M.E. Calcretes: an introduction // Calcrete. IAS Special Publication. V. 2. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1991. P. 1–21.

КЕМБРИЙСКИЕ КОНГЛОМЕРАТЫ БАЯНКОЛЬСКОЙ СВИТЫ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА: СОСТАВ И ВОЗРАСТ ИСТОЧНИКОВ

Бродникова Е.А.^{1,2}, Прошенкин А.И.¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, efletnik@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет

На территории Тувинского прогиба и сопредельных территорий пород, имеющих докембрийский возраст, не обнаружено. При этом в основании кембрийской баянкольской свиты прослеживается мощный 20 метровый конгломератовый горизонт (р. Баянкол, правый приток р. Енисей, район г. Кызыл) с многочисленной галькой магматических пород. Выше наблюдается постепенный переход от гравелитов через песчаники, аргиллиты и мергели к карбонатным породам. В карбонатах отмечены хорошо сохранившиеся археоцитаты, что указывает на их кембрийский возраст. Ориентация строматолитовых построек однозначно указывает на более высокое положение карбонатов по разрезу относительно конгломератов. Целью данной работы являлось изучение петрографического состава обломочной части конгломератов и U-Pb датирование методом LA-ICP-MS цирконов из них.

Среди гальки в достаточно большом количестве встречаются крупные окатанные различные по составу обломки гранитов. Меньше, но в достаточном количестве, присутствуют окатанные обломки вулканитов. Размеры обломков варьируют от 10 до 50 см в диаметре, что указывает на незначительное расстояние от источников сноса до бассейна седиментации. Матрикс представлен гравийно-песчаной смесью зеленовато-лилового цвета. Было изучено 100 галек и выделено три группы: 1) розовые лейкограниты, мелко- и среднезернистые, массивные (38–40%); 2) серые среднезернистые плагиограниты (30%); 3) породы различного генезиса: вулканические, средние и основные магматические породы нормального и щелочного рядов.

Лейкограниты и плагиограниты из обломков конгломератового горизонта представлены породами от мелко- до крупнозернистых разностей. Породы массивные, признаков наложенных деформаций (будинирование, катаклаз, направленная ориентировка минеральных зерен) не выявлено. Из сказанного можно сделать вывод, что лейкограниты и плагиограниты формировались в спокойной тектонической обстановке и не претерпели последующих деформаций.

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 Департаменте наук о Земле Университета Гонконга. В качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования использован циркон 91500. Среди исследованных цирко-

нов преобладают субидiomорфные кристаллы. В катодолюминесцентных лучах (КЛ) они имеют хорошо выраженную осцилляционную зональность.

Магматические цирконы из гальки серых лейкогранитов имеют возраст 588 млн лет. При этом, Sm-Nd изотопные исследования (ГЕОХИ РАН, г. Москва) показали, что их модельный возраст составляет 1.8 млрд лет при $\epsilon Nd -8.4$. Это указывает на то, что выплавление лейкократовых гранитов происходило в пределах древнего континентального блока, сложенного кристаллическими образованиями не моложе палеопротерозоя.

Магматические цирконы из гальки сиенитов имеют возраст ~632 млн лет. Сиениты характеризуются положительным значением $\epsilon Nd +7.4$ и неопротерозойским Sm-Nd модельным возрастом (0.77 млрд лет). Это свидетельствует о том, что сиениты образовались в пределах неопротерозойского блока с ювенильной корой.

Крупный размер обломков конгломератового горизонта баянкольской свиты указывает на близкое расположение источников сноса, представленных гранитами, кислыми и основными вулканитами и базитами. Возраст изученных гранитов из валунов баянкольского конгломератового горизонта – вендский. В пределах Тувы гранитов древнее 560 млн лет на данный момент не выявлено [Руднев, 2013].

Полученные данные указывают на существование на указанной территории блока с докембрийской историей, где в интервале 580–630 млн лет формировались граниты, а вмещающие породы имели более древний возраст. Ранее при геологических исследованиях на рассматриваемой территории не было установлено гранитов с возрастом древнее кембрия.

Таким образом, проведенные нами исследования однозначно указывает на существование в пределах Тувинского прогиба докембрийских пород, которые прорываются вендскими гранитами. Их обломки послужили исходным материалом при накоплении кембрийских конгломератов баянкольской свиты. Расстояние между породами источников сноса и бассейном седиментации при этом было незначительным.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-05095).

Литература

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕПСКОГО ГОРИЗОНТА ЧАЙКИНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Бычкова Н.А.

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики
и минерального сырья, whitenat@ngs.ru*

Чайкинское поднятие расположено на юго-восточном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы в зоне сочленения с Предпатомским прогибом. Оно имеет конседиментационную блоковую природу и формировалось в позднем рифее–раннем венде в рифтогенном прогибе северо-восточного простирания (в современных координатах) [Мигурский и др., 2010]. С целью изучения строения Чайкинского поднятия и оценки его нефтегазопродуктивности были пробурены параметрические скважины Чайкинская № 367 (скв. Чк-367) и Чайкинская № 279 (скв. Чк-279). Согласно стратиграфическому расчленению вендских отложений [Мельников, 2009] в непском горизонте выделяются талахская и паршинская свиты. Литологическая характеристика стратиграфических подразделений дана по результатам исследований Лаборатории литологии нефтегазоносных отложений (ЛЛНГО) АО «СНИ-ИГГиМС». В основе исследований терригенных отложений лежат данные химического со-

става пород, полученных в Лаборатории инструментальных методов анализа (ЛИМА) АО «СНИИГГиМС». Методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) (прибор ARL Optim'X) определены содержания оксидов породообразующих элементов, $S_{\text{общ}}$, Cl; спектрального (СА) (прибор СПАС-01) – 18 рассеянных элементов. Было проанализировано 102 образца пород непского горизонта скв. Чк-279 и 98 образцов скв. Чк-367, использованы описания керн, шлифов, минералогический анализ (ПКМА) выполненные ЛЛНГО.

Талахская свита (V_{1th}) залегает в интервале 1772–1887 м в скв. Чк-279 и в интервале 1615–1740 м в скв. Чк-367 и представлена разнотекстурными обломочными породами от песчаников (доминируют по разрезу) до гравелитов (распространены неравномерно). В скв. Чк-279 свита охарактеризована керновым материалом практически на всем интервале (1780–1885 м). В скв. Чк-367 отбор керн затрагивает среднюю часть разреза свиты в интервале 1632–1708 м.

На основе данных о содержаниях основных петрогенных оксидов был рассчитан нормативный минеральный состав терригенных пород (программа MINLITH [Розен, Аббясов, 2003]) и выделены группы с близким химическим составом с помощью алгоритма иерархической кластеризации. Основные породообразующие обломки и матрикс представлены кварцем, иллитом, хлоритом, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. 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%). Во вскрытом разрезе скв. Чк-367 доминирует калишпат (5–17%) над плагиоклазом.

При определении состава пород источника сноса использовались система петрохимических модулей, разработанная Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [2000] и генетические диаграммы F1–F2 [Roser, Korsch, 1988], С.Р. Тейлора и С.М. Мак-Леннана [1988]. Поскольку особенности условий осадконакопления характеризуются не только различиями содержания породообразующих оксидов, но и распределением рассеянных элементов, были использованы геохимические индексы и корреляционные связи между рассеянными элементами. По данным петрохимических модулей песчаники талахской свиты скв. Чк-367 и нижней части разреза скв. Чк-279 можно отнести к повышено-щелочным (НКМ = 0.7 и 0.54, соответственно), верхней – нормальной щелочности (НКМ = 0.33). В первом случае, песчаники содержат повышенное количество гидрослюды и калишпата (преобладает над плагиоклазом) (КМ = 0.53). В работе использовалась классификационная диаграмма М.М. Херрона [Heron, 1988], согласно которой среди пород преобладают субаркозовые и сублитаренитовые различия. Значения $K_2O/Al_2O_3 = 0.51$ и 0.56 (соответственно для верхней и нижней частей свит скв. Чк-279), $K_2O/Al_2O_3 = 0.55$ (Чк-367) указывают на отсутствие вклада рециклированного материала при формировании этих осадков. На диаграмме С.Р. Тейлора и С.М. Мак-Леннана песчаники талахской свиты тяготеют к полю гранитов, но из-за высокого содержания кварца смещены к вершине $SiO_2/10$. При этом на некоторый вклад пород базитового или ультраосновного, возможно щелочного, состава указывают высокие содержания хрома в этих песчаниках (скв. Чк-367 – 352 г/т (среднее для свиты – 214 г/т), скв. Чк-279 – 533 г/т (среднее – 285 г/т) и зерна минералов группы шпинелидов, в верхней части свиты их содержание достигает 3.2 отн. %. Положительная корреляция Co, Cr, Ni указывает на близкое расположение области сноса пород основного или ультраосновного состава. Среди обломочных минералов тяжелой фракции преобладают циркон (74 отн. %) и сфен (8 отн. %). Вышеприведенные данные указывают на присутствие в составе питающей провинции основных и/или ультраосновных пород при доминировании пород кислого состава, причем преобладающая часть из них была щелочного ряда.

Для реконструкции условий осадконакопления терригенных отложений применена дискриминационная диаграмма Б. Розера и Р. Корша [Roser, Korsch, 1986]. Накопление осадочного материала талахской свиты происходило во внутриконтинентальном осадочном бассейне, связанном с рифтогенными обстановками.

Паршинская свита (V_{1pr}) залегает в интервале 1480–1772 м в скв. Чк-279 и 1289–1615 м в скв. Чк-367. В составе свиты выделяются две подсвиты: верхняя и нижняя. К нижней части верхней подсвиты приурочен чайкинский продуктивный горизонт. В пределах Чайкинского поднятия паршинская свита имеет нетипичное строение для Ньюйской фациальной зоны Предпатомско-Виллюйского района. Разрез ее отличает наличие туфогенно-осадочных отложений, а также карбонатный и обломочный сульфатно-карбонатный состав чайкинского продуктивного пласта (временной аналог хамакинского горизонта) [Пустыльникова и др., 2013; Шемин и др., 2011]. Нижняя подсвита представлена переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников, а также вулканогенно-осадочными образованиями, туфами. Верхняя подсвита сложена аргиллитами, аргиллитами алевролитовыми с примесью пирокластического материала, мергелями, отмечены прослой песчаников. В скв. Чк-279 нижняя и верхняя подсвиты представлена керновым материалом по всему разрезу (с перерывами), а также чайкинский горизонт (инт. 1612–1629 м). В скв. Чк-367 охарактеризована граница нижней и верхней подсвиты, включающей чайкинский горизонт (инт. 1404–1474 м).

При проведении кластерного анализа выявлено, что породы нижней подсвиты формируют единую группу, что указывает на их близкий состав. Согласно нормативному пересчету состав пород также близок и в отложениях обеих скважин: в скв. Чк-279 кварц 38%, иллит 23%, хлорит 18%, плагиоклаз 14%, ортоклаз 1%, и в скв. Чк-367 – кварц 45%, иллит 20%, хлорит 17%, плагиоклаз 13%, ортоклаз 3%. По данным петрохимических модулей отложения нижней подсвиты нормально-щелочные (НКМ = 0.28 скв. Чк-367 и 0.26 скв. Чк-279), содержат гидрослюды и плагиоклаз и/или хлорит (КМ = 0.18 и 0.16). Для пород скв. Чк-367 характерна положительная корреляция ТМ и ЖМ и отсутствие корреляционной связи между НКМ и ГМ, что может указывать на петрогенный тип пород, характерна повышенная железистость (ЖМ = 0.68). Значения ФМ (0.14) и содержания оксида магния (2.94%) указывают на отсутствие базитового пирокластического материала. Согласно генетической диаграмме F1–F2, основанной на соотношениях породообразующих элементов, а также диаграмме С. Тейлора, породы сформировались за счет кислых по составу пород, но невысокие концентрации кремнезема, отсутствие биотита и/или мусковита при преобладании иллита и хлорита могут указывать на присутствие в песчаниках пирокластики среднего или кислого состава.

Для верхней подсвиты характерно формирование отдельного кластера: породы отличаются более высокими содержаниями хлорита, чем нижнепаршинские отложения. По значениям НКМ (скв. Чк-279 0.26 и скв. Чк-367 0.28) породы нормально-щелочные, нормально-железистые (за исключением отдельных образцов и карбонатсодержащих отложений скв. Чк-279), содержат гидрослюды и плагиоклаз или хлорит (КМ = 0.18). Однако в разрезе скв. Чк-367 по значениям ФМ (0.22) и MgO (3.04%) выделяются породы, содержащие пирокластический материал базитового состава. По расчетному нормативному составу такие породы характеризуются содержанием хлорита (до 24%) и монтмориллонита (до 29%). В случае присутствия в породах собственно монтмориллонита, можно судить о выветривании туфов и пеплов. В противном случае, нормативный (расчетный) хлорит и монтмориллонит могут отвечать обломкам вулканитов и темноцветным минералам (оливины, пироксены, амфиболы). Для остальных пород также типично повышенное значение ФМ (0.21), но более низкие содержания оксида магния (2.73), что может быть связано с присутствием в породах некоторой доли базитовой пирокластики при вкладе рециклированного материала во время накопления осадочного материала. Таким образом, в нижней части паршинской свиты преобладает материал пирокластического или вулканического материала среднего или кислого состава, а в верхней части наряду с вулканическим материалом среднего или кислого состава присутствует базитовая пирокластика и вклад зрелого рециклированного материала. Такая смена источников сноса типична для внутриконтинентальных рифтогенных обстановок, где проявлен бимодальный магматизм на фоне процессов седиментации в условия рифтогенной пассивной континентальной окраины.

По результатам петрохимических исследований kernового материала параметрических скважин Чайкинская № 279 и № 367 выявлено, что отложения непского горизонта имеют схожие черты и достаточно хорошо сопоставляются между собой. Обобщая полученный материал, можно утверждать, что накопление терригенных отложений талахской свиты происходило во внутриконтинентальных обстановках, вероятно, на стадии раскрытия континентального рифта. На это указывает набор пород источников сноса – кислого и/или среднего состава, возможно, повышенной щелочности, при подчиненном вкладе основных и/или ультраосновных пород, расположенных вблизи области седиментации. При формировании паршинской свиты произошла смена как состава источника материала осадочных отложений, так и обстановок осадконакопления. Для осадочных отложений наиболее вероятными представляются обстановки мелководья при накоплении в условиях пассивной континентальной окраины на заключительных стадиях раскрытия континентального рифта. Поэтому вполне закономерно участие в формировании состава отложений паршинской свиты продуктов бимодального магматизма – пород от основного состава до кислого, включая пирокластику, и зрелого рециклированного обломочного материала.

Литература

Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн сибирской платформы (стратиграфия, история развития). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 148 с.

Мигурский А.В., Старосельцев В.С., Мельников Н.В., Рябкова Л.В. Опыт изучения Чайкинского поднятия – крупного объекта нефтегазопроисковых работ на Сибирской платформе // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2010. № 4. С. 14–25.

Пустьильникова В.В., Иванова Н.А., Потлова М.М., Ефременкова В.В., Солодникова А.В. Туфогенно-осадочная толща паршинской свиты Чайкинского поднятия (Сибирская платформа) // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Т. II. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 412–416.

Розен О.М., Аббясов А.А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 3. С. 299–312.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Шемин Г.Г., Терлеев А.А., Постников А.А. Особенности строения разреза вендско-нижнекембрийских отложений Сибирской платформы, вскрытых Чайкинской параметрической скв. 279 // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2011. № 4 (8). С. 21–29.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 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 // Chem. Geol. 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 // J. Geol. 1986. V. 94. P. 635–650.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ КУЮМБИНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (БАЙКИТСКАЯ АНТЕКЛИЗА, ЮЗ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Васильева К.Ю.¹, Ершова В.Б.¹, Хуснитдинов Р.Р.², Соловьева С.А.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, *k.vasilyeva@spbu.ru*

²ООО «Газпромнефть НТЦ», *Soloveva.SA@gazpromneft-ntc.ru*

Объектом настоящего исследования являются карбонатные коллектора Куюмбинской группы месторождений нефти и газа (Байкитская антеклиза, юго-запад Сибирской платформы). Куюмбинско-Юрубчено-Тохомский ареал нефтегазонакопления является уникальным: вмещающими породами являются рифейские карбонатные породы, которые долгое время считались бесперспективными на нефть и газ, и скопления углеводородов были обнаружены только в 70-х гг. XX в. [Харахинов и др., 2011].

В структурном плане на исследуемой территории выделяют два структурных этажа: рифейский и венд-палеозойский. Рифейский комплекс осадочных пород с угловым несогласием перекрывает породы архей-протерозойского фундамента и характеризуется блоковым строением, границами блоков являются разномасштабные разрывные нарушения [Вараксина, Хабаров, 2007]; залегание пород нижнего этажа субгоризонтально, но в приразломных участках падение слоев достигает 90°. Породы венда-палеозоя залегают на породах рифея плащеобразно с угловым несогласием [Харахинов, Шленкин, 2011].

Рифейский комплекс отложений разделен на 12 свит, объединенных в 6 регрессивно-трансгрессивных циклов, разделенных эрозионными поверхностями [Харахинов, Шленкин, 2011]. В результате складчатых процессов на предвендскую эрозионную поверхность были выведены породы различных стратиграфических уровней. Притоки нефти и газа были получены из 7 стратиграфических уровней рифея, которые образуют гигантский трещинно-каверновый сложно построенный резервуар под вендской поверхностью [Харахинов и др., 2011]. Целью настоящей работы было выяснение условий диагенеза (в широком смысле слова) карбонатных коллекторов Куюмбинской группы месторождений.

Материалом для исследования послужили 110 прозрачно-полированных шлифов из 11 скважин Куюмбинской площади; коллекция шлифов характеризует все свиты рифея (кроме ирэмэкэнской) и венда. Петрографические и катодоллюминесцентные исследования проводились на микроскопе Olympus VX-53 с приставкой для холодной катодоллюминесценции (КЛ) CITL-5 (на базе кафедры Региональной геологии Института наук о Земле СПбГУ). Изотопно-геохимические исследования выполнены для 17 образцов в лаборатории Университета Манитобы, Канада (Stable Isotopes for Innovative Research Laboratory, SIFIR).

Исследованные карбонатные породы рифея представлены строматолитовыми, оолитовыми, онколитовыми или кристаллическими доломитами, иногда с примесью зерен кварца (песчаной и алевритовой размерности) до 50–60%. Матрикс пород рифея характеризуются почти однородным катодоллюминесцентным свечением темно-красного цвета. Диагенетические изменения, отмеченные для рифейских пород, следующие: перекристаллизация, окремнение, цементация доломитом, формирование трещин и их заполнение вторичным доломитом, образование стилолитовых швов, выщелачивание. Наиболее ранними постседиментационными изменениями были окремнение и цементация доломитом. На этапе погружения бассейна произошло образование стилолитовых швов. Катодоллюминесцентные и петрографические характеристики вторичных трещинных доломитов из всех исследованных уровней рифея близки и соответствуют гидротермальным доломитам [Moore, 2001], что свидетельствует в пользу появления и заполнения трещин вторичным доломитом примерно в одно время, то есть после осадконакопления, но до формирования пород венда, так как трещины утыкаются в породы венда и срезаются ими. Скорее всего, трещины приурочены к этапу складкообразования. Изотопно-геохимические исследования показали для рифейских

отложений значительную близость соотношений изотопов кислорода и углерода у пробы из матрикса и из трещины, что говорит о перераспределении местного карбонатного материала, а не о привносе его извне. На этапе эрозии были сформированы каверны и карстовые полости, которые частично были заполнены кремнеземом или ангидритом.

Исследование карбонатных пород венда показало, что они представлены скрыто-тонкозернистыми доломитами, часто с примесью (5–10%) зерен кварца алевритовой размерности (КЛ-свечение голубое или зеленое). Доломиты венд-кембрийского комплекса характеризуются оранжевым КЛ-свечением – почти однородным, если структура скрытокристаллическая; в тонкокристаллических разностях отмечается зональность кристаллов доломита: красное ядро и оранжевая окантовка. Породы венда слабо изменены по сравнению с породами рифея: в них отмечается заполнение пустот вторичным раннедиагенетическим доломитом и образование стилолитовых швов.

Приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы: 1) наиболее ранними диагенетическими процессами в породах рифея было окремнение строматолитовых доломитов и образование доломитового цемента; 2) уплотнение, сопровождаемое перекристаллизацией и стилолитизацией, а также образование трещин, заполнение их вторичным доломитом и второй этап окремнения относятся нами к этапу погребения (*burial and deep burial diagenesis* [Moore, 2001]) и образования складчатой структуры. На этом этапе, с одной стороны, происходило заполнение пустотного пространства, а с другой – образование незаполненных трещин; 3) при выведении пород на поверхность происходило формирование кавернозного пространства в рифейских породах; 4) диагенез вендских отложений проходил при постепенном медленном погружении толщ, поэтому породы не несут столь заметных постседиментационных преобразований.

Приведенные материалы публикуются с разрешения ООО «Газпромнефть НТЦ». Исследования частично поддержаны грантом РФФИ 15-35-20591.

Литература

Харахинов В.В., Шленкин С.И., Зеренинов В.А., Рябченко В.Н., Зоценко Н.А. Нефтегазоносность докембрийских толщ Куюмбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 1. http://www.ngtp.ru/rub/4/12_2011.pdf

Харахинов В.В., Шленкин С.И. Нефтегазоносность докембрийских толщ Восточной Сибири на примере Куюмбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления. М.: Научный мир, 2011. 420 с.

Вараксина И.В., Хабаров Е.М. Микроструктуры, литологические ассоциации и условия образования рифейских строматолитов Байкитской антеклизы (запад Сибирской платформы) // Литосфера. 2007. № 4. С. 59–72.

Мельников Н.В. 1. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2005, 428 с.

Moore C.H. Carbonate reservoirs. Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphy framework. Elsevier, 2001, 461 p.

ХАРАКТЕР ГРАНИЦЫ МЕЖДУ ОТЛОЖЕНИЯМИ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО РИФЕЯ НА ХР. БОЛ. ШАТАК (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Высоцкий С.И.

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, servys82@mail.ru

В пределах Башкирского мегантиклинория основание среднерифейских отложений представлено машакской свитой, впервые выделенной К.А. Львовым [1936] и А.И. Ивановым [1937] и детально охарактеризованной В.П. Парначевым с соавторами [1986]. В южной

части Ямантауского антиклинория возрастным аналогом машакской свиты считаются вулканогенно-осадочные образования Шатакского комплекса, выделенные в районе хребтов Мал. и Бол. Шатак, и позднее подробно исследованные А.Ф. Ротарем с соавторами [1982] в Кухтурском и Узьянском блоках в междуречье рек Белой, Малого и Сухого Кухтуров. Отложения Шатакского комплекса расположены на восточном крыле Ямантауского антиклинория, где с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывают юшинскую свиту нижнего рифея и постепенно сменяются кварцитами зигальгинской свиты [Парначев и др., 1986].

В последнее время значительный объем информации о геологическом строении отдельных разрезов, геохимии магматических и осадочных пород машакской свиты, распространенной на хр. Бол. Шатак, был получен при проведении научно-исследовательских, тематических и поисковых работ по оценке золотоносности докембрийских конгломератов, выполненных ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка», ГУП «Башгеолцентр» РБ и ИГ УНЦ РАН [Ковалев, Высоцкий, 2004, 2008; Ковалев и др., 2013].

Нами была изучена серия разрезов западного склона хр. Бол. Шатак с целью детальной характеристики непосредственного контакта между юшинской (RF_1) и машакской (RF_2) свитами. Полученные материалы в обобщенном виде приводятся ниже.

Согласно существующим стратиграфическим схемам на сухинской подсвите юшинской свиты нижнего рифея, представленной переслаиванием глинистых и углеродисто-глинистых сланцев, алевролитов и редко песчаников, с угловым несогласием залегают конгломераты кузьелгинской подсвиты машакской свиты среднего рифея. Наиболее полные разрезы верхней части юшинской и низов машакской свит с обнаженным контактом между ними, расположены в урочище «Лесовские поляны» (обнажение № 71) и в ~1 км севернее (обнажение № 15), а также вблизи северного замыкания Шатакской структуры (обнажение № 23). Детально исследованное нами строение зоны контакта между ниже- и среднерифейскими породами в урочище «Лесовские поляны» выглядит следующим образом (интервалы выделены условно в направлении с запада на восток):

Сухинская подсвита юшинской свиты: интервал 1 – тонкослоистые углеродисто-глинистые сланцы, в которых вверх по разрезу на протяжении 8–10 м постепенно увеличивается количество светлых прослоев, сложенных алевритистым материалом; интервал 2 – количество и мощность светлых прослоев продолжает нарастать, породы превращаются в алевропесчаники с тонкими, часто нитевидными слойками черных углеродсодержащих сланцев; интервал 3 – алевропесчаники постепенно сменяются мелко- и среднезернистыми песчаниками и кварцитопесчаниками. В конце интервала породы представляют собой прочные кварцитопесчаники без видимых прослоев глинистых сланцев.

Обнажение № 15 представляет полный аналог описанного выше. Здесь, также, как и в обнажении № 71, в зоне непосредственного контакта породы юшинской свиты представлены кварцитопесчаниками.

Разрез обнажения № 23, расположенного в ~6–7 км севернее обнажения № 15, также в направлении с запада на восток выглядит следующим образом.

Сухинская подсвита юшинской свиты: интервал 1 – углеродсодержащие сланцы с тонкими (1–2 мм) прослоями светлых алевролитов видимой мощностью около 35 м; интервал 2 – среднезернистые кварцитопесчаники серого цвета видимой мощностью около 5 м; интервал 3 – углеродсодержащие сланцы, аналогичные породам интервала 2, видимой мощностью около 1 м; интервал 4 – среднезернистые кварцитопесчаники серого цвета, аналогичные породам интервала 1, видимая мощность около 3 м; интервал 5 – углеродсодержащие сланцы, аналогичные породам интервалов 1 и 3, с переменным количеством алевритистого материала, видимая мощность ~58 м; интервал 6 – закрыто, около 5 м.

Таким образом, верхняя часть разреза сухинской подсвиты юшинской свиты, которая непосредственно контактирует с отложениями машакской свиты, практически на всем протяжении Шатакского комплекса (~11 км) представляет собой, в обобщенном виде, переслаивание углеродсодержащих сланцев с переменным количеством алевролитов и песчаников при возрастании количества последних к верхам подсвиты.

Особый интерес представляют породы зоны непосредственного контакта между юшинской и машакской свитами, вскрывающиеся в обнажениях № 71 и № 15, и названные нами «тектонизированные конгломерато-брекчии». Породы представляют собой слабо окатанные, остроугольные обломки хлоритизированных алевропесчаников и щебень осветленных сланцев, кварцевых песчаников и кварцитопесчаников размером до 20 см, сцементированные слабо сортированным хлорит-серицит-кварцевым материалом. К характерным особенностям пород этого горизонта относится широкое распространение идиобластов хлоритоида, концентрирующихся в обломках метапелитовых пород. Зернам кварца присуща слабая окатанность, а более крупные обломки кварцевых песчаников перекристаллизованы с развитием зубчатых и регенерационных структур.

По нашим представлениям, данные отложения являются «крайней точкой» регрессивного, в целом, разреза сухинской подсвиты юшинской свиты, сформировавшиеся в обмелевшем, ввиду общего вздымания территории, бассейне. Нарастающие разрез отложения собственно машакской свиты, перекрывающие «конгломерато-брекчии» представлены пачкой песчаников, розовато-серого цвета, толстоплитчатых, от среднезернистых в нижней части слоя, до крупнозернистых в верхней и гравелитов в кровле. В составе обломочного материала преобладает кварц, встречаются кварциты, микрокварциты и в различной степени измененные сланцы. Цемент представлен кварц-серицитовым, хлорит-серицит-кварцевым агрегатом. Иногда присутствуют маломощные (1–2 см) прослои темно-серых сланцев. К характерным особенностям литологического состава этих пород относится наличие в песчаных разновидностях округло-плоских, чечевицеобразных сланцевых «лепешек» темно-серой (до черной) окраски средней размерностью 3–5 см в диаметре (редко до 10–15 см). Из новообразованных минералов отмечаются обильные выделения хлоритоида и минералы эпидот-цоизитовой группы приуроченные, как правило, к цементу пород.

Далее вверх по разрезу осадочные породы представлены переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников и редко сланцев. В конгломератах, с содержанием валуно-галечного материала до 70–80%, наблюдается увеличение размерности обломков, часто образующих хорошо окатанные валуны кварцитов и кварцитопесчаников размером до 50 см в диаметре. Внутри разреза фиксируются постепенные переходы мелкогалечных конгломератов в гравелиты, а затем в крупнозернистые песчаники. Количество сланцев в составе обломочного материала уменьшается вверх по разрезу до практически полного их исчезновения из состава пород. Таким образом, если рассматривать отложения сухинской подсвиты юшинской свиты и кузьелгинской подсвиты машакской свиты охарактеризованные выше, то мы имеем нормальную регрессивную последовательность пород, характеризующую общее развитие территории, в которой место для «стратиграфического несогласия» отсутствует.

Наличие углового несогласия между отложениями нижнего и среднего рифея, имеющее «стратиграфический контекст», также не очевидно. Детальные исследования разрезов показали, что для пород «контактной зоны» характерно широкое развитие мелкой складчатости, кливаж сланцев и будинирование песчаников. Кроме того, практически во всех изученных обнажениях выделяется горизонт осветленных милонитизированных разновидностей зеленоватой окраски с обильными выделениями идиобластов хлоритоида, мощность которого составляет 0,2–1 м. Хлоритоид также очень часто присутствует в виде идиобластов, концентрирующихся в обломках метапелитовых пород конгломератовых горизонтов нижней части разреза кузьелгинской подсвиты. Все это позволяет предполагать тектоническую природу углового несогласия между отложениями нижнего и среднего рифея на западном склоне хр. Бол. Шатак.

Литература

Иванов А.И. К стратиграфии и древнему орогенезу древних свит западного склона Южного Урала // Уфа: Башкир. геол. трест, 1937. С. 2–28.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новый тип оруденения в докембрийских конгломератах западного склона Южного Урала // Докл. АН. 2004. Т. 395. № 4. С. 503–506.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные по геологии Шатакского комплекса (западный склон Южного Урала) // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 3. С. 280–289.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПресс, 2013. 268 с.

Львов К.А. К тектонике западного склона Южного Урала // Уч. зап. Казанского гос. ун-та. 1936. Т. 96. Вып. 102. Кн. 3. С. 27–32.

Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 104 с.

Ротарь А.Ф., Ротарь З.М., Парначев В.П. Стратиграфия шатакской свиты среднего рифея на Южном Урале // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 53–63.

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НИЖНЕГО ДЕВОНА И ВЕРХНЕГО СИЛУРА И ЕЕ ДИАГНОСТИКА ПО ДАННЫМ КЕРНА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ им. Р. ТРЕБСА И им. А. ТИТОВА (ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Гаймалетдинова Г.Ф., Душин А.С.

ООО «БашНИПИнефть», gulnara.flaritovna@mail.ru, Andrey-geol@rambler.ru

Объектом исследований являются отложения нижнего девона и верхнего силура месторождений имени Р. Требса и имени А.Титова. В региональном отношении данные отложения накапливались в условиях эпиконтинентальной платформы. Эта модель представляет собой выровненную мелководную область осадконакопления [Жемчугова, 2002].

В седиментационной модели месторождения, согласно глубине осадкообразования, выделяются три литолого-фациальные зоны: супралитораль, литораль и сублитораль. Для определения фациальной принадлежности пород использовались литотипы согласно структурно-текстурной классификацией Р. Данэма. Супралитораль – зона, расположенная выше уровня максимально прилива, характеризуется низкой гидродинамической активностью и большим количеством терригенной и глинистой примеси. К этой зоне относятся следующие литотипы: тонкослоистые глинистые мадстоуны и среднеслоистые вак-мадстоуны. **Литораль** – зона, расположенная между уровнями максимального прилива и отлива, которая характеризуется изменчивой динамикой и относительно небольшим количеством терригенной и глинистой примеси. К литорали отнесены фенестровые баундстоуны, среднеслоистые пелоидно-ооидные пакстоуны и строматолитовые пятнистые баундстоуны. **Сублитораль** – зона, всегда затопленная водой. Учитывая ширину и изменчивость динамики среды на различных участках зоны, сублитораль подразделяется на верхнюю, с высокой динамикой, и нижнюю, с пониженной динамикой среды. В верхней сублиторали выделяются литотипы оолитовых и литокластовых грейн-пакстоунов, массивных ооид-литокластовых пакстоунов и среднеслоистых литокластовых пакстоунов. К сублиторали со средней динамикой отнесены литотипы среднеслоистых пелоидно-биокластовых биотурбированных вакстоунов и биотурбированных мад-вакстоунов. Пятнистые пелоидно-биокластовые интенсивно биотурбированные вакстоуны, крупнослоистые биокластовые мад-вак-пакстоуны и массивные глинистые мадстоуны отнесены к сублиторали с низкой динамикой накопления. В низкодинамичной зоне сублиторали также встречается литотип пятнистых биогермных интраклас-тов привнесенных из удаленной зоны.

Разрез карбонатной толщи нижнего девона характеризуется выраженным циклическим строением. В зависимости от вариаций темпов изменения относительного уровня моря в нижнедевонских отложениях выделяются крупномасштабные циклиты, состоящие из высокочастотных циклитов меньших рангов, обладающие близкой структурой в удаленных друг от друга разрезах, которые выделяются по керну и каротажу. Среди них выделяются ретроградирующие и проградирующие циклиты [Душин и др., 2015]. Литотипы, выделенные в ходе подробного анализа керна и их взаимная увязка в парагенетические ассоциации, позволили выделить как вертикальную смену фациальных зон по разрезу, так и латеральное смещение фаций внутри циклитов. Такая информация позволила наметить локализацию зернистых отложений в пространстве. Определение местоположения таких отложений важно с точки зрения поиска хороших коллекторов.

Седиментологические условия накопления оказывают непосредственное влияние на ход вторичных процессов протекающих в породе. Так мелкозернистые отложения супралиторали, отличающиеся тонкой слоистостью и наличием глинистых примесей, будут активно растрескиваться в процессе уплотнения, но при этом будут слабо подвержены выщелачиванию. Зернистые отложения динамичной сублиторали с минимальным присутствием глинистой примеси, являются наиболее устойчивыми к уменьшению пустотного пространства и более подвержены выщелачиванию.

Учитывая ограниченные возможности в использовании керна для трехмерного картирования фациальных обстановок, была поставлена задача привлечения технологий ГИС, позволяющих эффективно оценивать литологические особенности пород и обстановки их образования на основе какого-либо чувствительного параметра. Таким параметром, отвечающим изменениям динамики среды и хорошо регистрируемым стандартным комплексом геофизических исследований скважин, является глинистость. Анализ керна показал, что отложения с высокой динамикой соотносятся с наименее глинистыми разностями доломитов и известняков. В ходе анализа минерального состава керна было установлено, что около 80% отложений высокодинамичной и среднединамичной сублиторали обладают глинистостью меньше 1.5%. Данное граничное значение глинистости по керну подтверждается данными глинистости по геофизическим исследованиям скважин. Это позволяет картировать зернистую часть отложений по всему фонду скважин, где прописана кривая гамма-каротажа. Используя граничное значение глинистости были построены фациальные схемы по каждому из выделенных циклитов отвечающему индивидуальному циклу осадконакопления. Для этого по скважинам были рассчитаны мощности зернистой составляющей в каждом циклите, глинистость которой менее 1.5%, и построены карты толщин развития зернистой части. Фациальные схемы строились на основе карт толщин, при этом границы фациальных зон контролировались изопакитами.

Литература

Душин А.С., Рыкус М.В., Наумов Г.В., Гаймалетдинова Г.Ф. Условия осадконакопления, диагенетические процессы и их влияние на коллекторские свойства верхнесилурийско-нижнедевонских карбонатных пород месторождений им. Р. Требса и А. Титова // Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело». 2015. № 5. С. 20–44. http://ogbus.ru/issues/5_2015/ogbus_5_2015_p20-44_DushinAS_ru.pdf

Жемчугова В.А. Природные резервуары в карбонатных формациях Печорского нефтегазоносного бассейна. М.: Изд-во МГУ, 2002. 243 с.

ЦИКЛИЧНОСТЬ В РАЗРЕЗАХ БОЛВАНСКОЙ СВИТЫ (НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ КАРБОН) СЕВЕРО-ЗАПАДА ПАЙ-ХОЙСКОГО КАРБОНАТНОГО ПАРАВТОХТОНА

Герасимова А.И.¹, Журавлев А.В.²

¹Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
jiin-94@mail.ru

²Институт геологии Коми научного центра УрО РАН,
micropalaeontology@gmail.com

Северо-запад Пай-Хойского паравтохтона характеризуется преимущественно карбонатным разрезом большей части палеозоя, в интервале от верхнего ордовика до среднего карбона. Завершающему этапу карбонатакопления отвечает болванская свита (мощность около 500 м), датированная по конодонтам и фораминиферам в интервале от позднего визе до позднего башкира включительно [Журавлев и др., 2015]. Изучение разрезов болванской свиты на побережье Баренцева моря от мыса Пырков на севере, до р. Сиртияха на юге позволило выделить шесть типов циклитов.

1. Волнисто-линзовидное чередование с резкими границами известняков мелко- и тонкодетритовых (вак- и грейнстоунов). Масштаб чередования 0.2–0.4 м.

2. Волнисто-линзовидное чередование с постепенными переходами известняков мелко- и тонкодетритовых (вак- и грейнстоунов). Масштаб чередования 0.2–0.4 м.

3. Известняки тонко- и мелкодетритовые (вак-пакстоуны) с гнездовидным распределением среднего до крупного детрита и органических остатков брахиопод, члеников криноидей, остракод, одиночных ругоз. Неотчетливая волнистая слойчатость. Мощность циклитов 2–4 м.

4. Известняковые циклиты со снижением вверх по циклиту размера форменных элементов от среднего и мелкого до тонкого (флаут- и грейнстоуны–пакстоуны). Текстура неотчетливо волнистослойчатая или массивная, в нижней части намечена слабо ориентированными по слойчатости створками брахиопод. В верхней части циклита массивные и ветвистые колонии кораллов в прижизненном положении, крупные одиночные ругозы, брахиоподы. Мощность циклитов 0.3–0.7 м.

5. Известняковые циклиты с увеличением вверх по циклиту размера форменных элементов от пелитоморфного до мелкого (пакстоуны–грейнстоуны). Текстура от волнистослойчатой до массивной. В верхней части циклита присутствуют остатки одиночных и колониальных ругоз, продуктид, крупных гастропод и хететид. Мощность циклитов 0.2–0.6 м.

6. Известняки тонкодетритово-пелитоморфные (мадстоуны) с глинистыми примазками, намечающими субгоризонтальную или пологоволнистую слойчатость. Мощность циклитов 0.2–0.3 м.

Большая часть разреза болванской свиты в рассматриваемом районе сложена первым и вторым типами циклитов – волнисто-линзовидным чередованием с резкими границами известняка темно-серого, доломитистого, тонко-мелкодетритового и известняка мелко-тонкодетритового и аналогичным чередованием с постепенными переходами [Журавлев и др., 2015].

В нижней части свиты преобладают четвертый и пятый типы циклитов, которые сменяются вверх по разрезу первым и вторым типами. В средней части свиты значительную роль играют четвертый и шестой типы, а в верхней – третий и шестой.

В целом, в разрезе болванской свиты наблюдаются устойчивые ассоциации выделенных типов циклитов, которые образуют повторяющиеся последовательности. Нижнюю (поздневизейскую) часть свиты слагает последовательность из 5, 3, 2 и 1 типов циклитов. Выше наблюдается двукратное повторение последовательности, сложенной 6, 4 и 2 типами

циклитов. Серпуховско-башкирскую часть разреза слагает двукратное повторение последовательности из 2, 3 и 6 типов циклитов.

Формирование различных по морфологии циклитов связывается с различной интенсивностью воздействия волн на дно бассейна, приводившей к различной форме и степени сортировки обломочного карбонатного материала. Первый и второй типы циклитов формировались при умеренном волновом воздействии, формировавшем на дне мелкие знаки ряби. Третий тип циклита отвечает слабой сортировке материала волнами, а образование гнездовидных скоплений органических остатков вероятно обусловлено мозаичностью распределения и захоронения бентосных организмов. Четвертый и пятый типы циклитов отвечают интенсивному воздействию волн на дно с образованием из обломочного материала подводных аккумулятивных форм (небольших подводных валов). Шестой тип циклита соответствует крайне низкой динамике среды осадконакопления в изолированных от открытой акватории частях бассейна.

Наблюдаемая стратиграфическая последовательность преобладающих типов циклитов и их ассоциаций отражает, вероятно, крупный поздневизейско-башкирский трансгрессивно-регрессивный цикл, обусловленный эвратическими изменениями уровня Мирового океана [Ross, Ross, 1988].

Литература

Журавлев А.В., Герасимова А.И., Вевель Я.А. Местная стратиграфическая схема верхнедевонско-среднекаменноугольного интервала севера Пай-Хойского карбонатного паравтохтона // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 4. С. 8–13.

Ross C.A., Ross J.R.P. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition // Sea-level changes: An integrated approach. С.К. Wilgus, B.S. Hastings, C.A. Ross, H. Posamentier, J. Van Wagoner, C.G. Kendall (Eds). SEPM Spec. Publ. 1988. V. 42. P. 227–247.

МИКРОБИАЛЬНЫЕ ТЕКСТУРЫ В ПОРОДАХ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ МОЛАССЫ КОСЬВИНСКО-ЧУСОВСКОЙ СЕДЛОВИНЫ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

Горожанкина М.С.

Уральский государственный горный университет, ИГГ УрО РАН, masha-fo@mail.ru

Терригенные отложения Предуральского прогиба относятся в основном к флишевой формации. Только в конце ранней перми, в кунгуре началась перестройка бассейна осадконакопления, началось формирование молассовой формации [Мизенс, 1997]. Роль отложений гравитационных потоков сокращалась, по всей территории прогиба появились мелководные фации, в том числе и в пределах Косьвинско-Чусовской седловины.

Верхние горизонты кунгурского яруса нижней перми и соликамского горизонта уфимского яруса верхней перми (по ОСШ России, 1993) в обнажениях по правобережью р. Чусовой представлены мелководно-морскими песчаниками, преимущественно мелко- и среднезернистыми, с прослоями и линзами конгломератов и гравелитов¹.

Морские обстановки на данной территории реконструируются по разнообразным текстурным элементам, встречающимся в рассматриваемых отложениях. В том числе широко распространена, *симметричная рябь*, относительно плоская, с длиной волны до 8 см и высотой 2 см, индекс ряби $l/h = 5-10$. Знаки ряби характеризуются округлыми, сглаженными валиками и плоскими широкими седловинами, реже, гребни островершинные, параллель-

¹ При проведении исследований использованы материалы Г.А. Мизенса.

ные, или, местами сходящиеся. Эти знаки принадлежат, по-видимому, к ряби волнения, они возникли при колебательных движениях на некотором удалении от волноприбойной зоны.

Во многих случаях в ложбинках и на склонах упомянутой ряби встречаются своеобразные *бугорчатые знаки*, реже валики или язычки, представляющие собой скопления рельефных образований высотой от 1 до 3–5 мм, причем наиболее высокие, как правило, располагаются в средней части ложбинки. В плане бугорки имеют округлую или полуовальную форму, и они тесно прилегают друг к другу. Местами отмечается неясная ориентировка этих образований, как вдоль, так и поперек знаков ряби. Предполагается [Беккер, 1988], что сходные образования могут возникать в результате небольшого смещения насыщенного водой осадка по поверхности вязкого ила и внедрения еще не уплотнившегося осадка. Но тогда они должны находиться на подошве пласта песчаника. В рассматриваемом же случае бугорки располагаются на поверхности песчаного пласта, в ложбинах знаков ряби. Причем иногда можно видеть, что эти бугорки перекрыты тонкими слойками (пленками) тонкозернистого песчаника. Возможно, они образовались в результате оплывания насыщенного водой песка по склонам валиков ряби во время ее формирования. На это указывает встречающаяся иногда язычковидная форма бугорков, ориентированная вниз по склону валика и наличие более крупных бугорков в средней части ложбинки. Однако, рябь, как правило, образуется в плотном песке. Там трудно ожидать насыщенных водой пленок, которые бы оплывали.

В то же время существуют модели, связывающие подобные текстуры с жизнедеятельностью бактерий. Описание их можно найти в Атласе микробных текстур [Atlas..., 2007] где рассматриваются типы текстур имеющих сходство с уральскими. Подобные *пузырьковые текстуры* авторами этого Атласа интерпретируются как результат процесса метаболизма органического вещества. Либо они образовались при выделении газов в ходе распада органики либо в результате анаэробного дыхания с участием сульфатредуцирующих бактерий. Органика, вовлеченная в окислительно-восстановительную реакцию, скорее всего, представляла собой бактериальный или цианобактериальный осадок. При этом, вероятно, выделялись такие газы как CO_2 , CH_4 и H_2S , накапливающиеся ниже микробного матового покрытия. Восходящее движение таких газов могло формировать пузырьковые структуры, которые были впоследствии заполнены песком. Газы, вероятно, выделялись ниже границы окислительной и восстановительной обстановок. Возникшее при их накоплении физическое напряжение заставляло их прорываться вверх. Восходящая миграция газов могла перемещать небольшое количество осадка от основания пузырька к его вершине, при этом происходит деформация микробного мата, на поверхности пузырька. Таким образом, пузырьковые структуры, возможно, были образованы относительно тонкими микробными матами. Однако, до настоящего времени такие маты не сохранились, они были разрушены более поздними процессами.

В песчаниках Косьвинско-Чусовской седловины иногда встречается и так называемая *палимпсестовая текстура* – пересекающиеся под прямым углом, наложенные друг на друга знаки ряби («разнонаправленные знаки ряби»). Предполагается, что происхождение этой текстуры также связано с микробными матами, с частичной стабилизацией ими осадка в перерывах между сменой направления волновой активности. Примеры, подобных структур, были описаны в мезопротерозойских песчаниках в Индии и в песчаниках раннепротерозойских в Южной Африке [Lan, 2011]. **Основная рябь (сформированная первой), обычно имеет узкие, несколько округленные гребни, тогда как вторичная рябь (сформированная позже), как правило, характеризуется широкими гребнями.** В результате совмещения разнонаправленных знаков ряби сформировались квадратные текстуры. Гребни, ориентированные в разных направлениях указывают, что рябь была сформирована двумя событиями. Первая могла быть сохранена тонким слоем микробного мата, который обеспечил сопротивление эрозии и защиту ее от разрушения в ходе формирования вторичной. Известно [Lan, 2011], что знаки ряби, образованные волнами или течениями, обычно зарастают цианобактериями, которые ограничивают и стабилизируют песчаные отложения.

С микробиальными матами могут быть связаны и текстуры известные под названием *нерегулярные выпуклости (IB)*. Эти образования (пока неописанные в верхнем палеозое Предуральяского прогиба) состоят из небольших, округлых пузырьков, длиной обычно до 6 мм, сохранившиеся на тонкой поверхности песчаников. Извилистая или сигмовидная поверхность выпуклостей покрыта темной тонкослойной глиной, под которой встречаются единичные зерна пирита. Эта глиняная пленка, возможно, образовывается в результате выветривания силикатных минералов в субаэральных условиях. Но это может указывать и на «захват в ловушку» глиняных минералов микробным матом, который залегал на морщинистой поверхности песка [Noffke, 2010.]. **Морфология пирита предполагает, что он не мог быть обломочным, транспортируемым из других мест, он, должно быть, сформирован на месте во время диагенеза [Pflüger, 1999.]. Как отмечают эти авторы, отдельные зерна пирита концентрируются и в вогнутых участках, что указывает на распад органических слоев микробных матов во время диагенеза. Нерегулярные выпуклости, следовательно, могут быть сформированы в ходе физической деформации тонких микробных матов, либо в результате действия волн или течений, которые вызывают эрозию мата на поверхности осадка [Atlas..., 2007].**

Другое мнение на образование подобных текстур высказал П.Ю. Петров [2015]. По его представлениям они представляют собой *песчаные строматолиты*. Несмотря на видимую хаотичность, общее расположение пузырьков на поверхности слоя придает всей текстуре некоторый упорядоченный вид. Такие текстуры, вероятно, формировались в результате избирательного улавливания и связывания песчаных зерен в условиях однонаправленных течений и длительного воздымания осадочных поверхностей. Некоторые элементы бугорчатых текстур, вероятно, могли представлять собой неприкрепленные формы песчаных микробиолитов, так называемые «песчаные ооиды» или округлые пластичные песчаные агрегаты [Atlas..., 2007].

П.Ю. Петров [2015] предполагает, что в целом образование бугорчатых текстур, могло происходить двумя способами. Первый – это формирование трещин и их заполнение происходило под поверхностью перекрывающего слоя по механизму синерезиса. Наложение слепков трещин друг на друга указывает на частичное перекрытие заполненных песком тел этих трещин в проекции на горизонтальную плоскость. Судя по наиболее распространенному типу таких наложений, сжатию подвергались различно ориентированные Т-образные трещины, расположенные на разных уровнях одна под другой в толстом слое погребенного микробиального мата.

Второй способ образования валиков, когда поперечное сечение трещин имеет W-образный профиль. Такие текстуры формировались в результате усыхания толстого эндобентосного микробного мата на поверхности увлажненного песка. Вероятно, захваченные матом в процессе его неравномерного роста песчаные зерна были преимущественно сконцентрированы в нижних слоях мата. Такие микробиальные структуры развивались последовательно из эндобентосных матов и биопленок. Они отличались градиентным строением и не имели четко выраженных границ с подстилающим субстратом. В процессе усыхания «скользящие» по подстилающему субстрату сжимающиеся песчаные полигоны оставляли после себя валики из самых нижних и механически наиболее связанных с подстилающим осадком слоев мата.

Тщательное изучение связанных с микробиальными матами особенностей осадков в сочетании с анализом сопровождавших их процессов (обезвоживание, эрозия, образование пузырьков газов и проч.) может способствовать уточнению тех или иных параметров древних обстановок осадконакопления [Маслов, Гражданкин, 2010]. Микробиальные маты необходимо рассматривать как один из инструментов анализа седиментационных процессов, использование которого может существенным образом дополнить информацию, полученную при изучении других осадочных текстур. Однако, необходимо иметь в виду, что микробиальные маты, образовавшиеся в песчаных осадках, весьма быстро теряют присущие им характерные формы при отсутствии ранней цементации. Уплотнение, разложение и

уничтожение другими организмами часто затушевывают былое присутствие в осадках бактериальных ассоциаций. Частая переработка осадка волнениями и течениями, быстрая седиментация и окисление обычно также мешают росту микробных матов. Тем не менее, несмотря на все указанные выше обстоятельства, в песчаниках, в том числе и пляжевых, часто можно видеть прекрасную сохранность текстур, инициированных микробными матами.

Литература

- Беккер Ю. Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288с.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В. Микробные маты в геологической летописи // Литосфера. 2010. № 2. С. 135–139.
- Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.
- Петров П.Ю. Микробный фактор в формировании континентальных осадочных систем протерозоя (Мукунский бассейн, нижний рифей Анабарского поднятия Сибири) // Палеонтологический журнал. 2015. № 5. С. 78–93.
- Atlas of Microbial Mat Features Preserved Within the Siliciclastic Rock Record. Atlases in Geoscience 2. Amsterdam: Elsevier, 2007. 307 p.
- Noffke N. Microbial Mats in Sandy Deposits from Archean Era to Today. Geobiology. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 194 p.
- Pflüger F. Mat ground structures and Redox Facies // Palaios. 1999. V. 14. P. 25–39.
- Lan Z. Late Neoproterozoic geobiology of the Kimberley region, Northwestern Australia. School of Earth and Environment. 2011. 313 p.

ФОРМИРОВАНИЕ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА И ЕГО ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Гурбич В.А.

*Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН,
victorgurbich@gmail.com*

Онежское озеро является вторым по площади озером Европы, занимая 9690 км². Вытянутое в меридиональном направлении, оно в центральной и южной частях представляет собой единую слабо расчлененную акваторию, а в северной – систему заливов-губ, крупнейшими из которых являются Заонежский и продолжающий его Повенецкий заливы, заливы Малое и Большое Онего и Кондопожская губа. При общей длине береговой линии (без учета береговой линии островов) 1810 км, на основную часть озера приходится 580 км, а 1230 км – на северные заливы и губы. В северной части озера имеется также много островов общей площадью 250 км². Средняя глубина озера – 30, наибольшая – 120 м. В северных заливах и губах отмечаются большие контрасты глубин, в то время как дно основной части озера относительно ровное. Объем водной массы составляет 292 км³. Водосборный бассейн Онежского озера имеет площадь 52 970 км². Сток наиболее многоводных притоков – рек Шуи, Суны и Водлы, зарегулирован озерами, расположенных на их водосборах. Вытекает из Онежского озера р. Свирь, впадающая в Ладожское озеро. Котловина Онежского озера во многом сходна с котловиной Ладоги. Обе они находятся на границе Фенноскандинавского кристаллического щита и Восточно-Европейской плиты. Рельеф северной и средней частей Онежской котловины во многом определяется особенностями структуры кристаллических пород. Ориентированные в направлении северо-северо-запад – юго-юго-восток тектонические нарушения, выраженные в кристаллическом фундаменте, предопределяют значительную расчлененность рельефа и соответствующую ориентировку его форм. Именно такую

обстановку иллюстрирует собой север Онежского озера, где местами наблюдается шхерный тип берегов.

На начальных стадиях формирования Онежского приледникового озера (ОПО) водоем сформировался в низовьях р. Вытегры и южного побережья современного Онежского озера. Возможно, водоем входил в систему Верхневолжских озер, для которых был характерен уровень 120–130 м [Квасов, 1976]. Открытие стока по сквозной долине рек Ошта – Тукша – Оять в бассейн Балтики произошло около 12.5–12.4 т. л. н., поскольку расположенный в 20 км к северу исток р. Свири освободился ото льда около 12.3 т. л. н. [Saarnisto, Saarinen, 2001].

Около 12.3 т. л. н. [Saarnisto, Saarinen, 2001] край ледника отступает из долины р. Свири, и ОПО получает новый, более низкий порог стока в Балтику. Его уровень падает до 85–80 м в истоке

Свири и до 75 м в устье Вытегры, где формируются береговые уровни. По нашим данным, уровень 85–75 м оставался в южном Прионежье примерно в течение 900 лет и выработал береговые образования на этих отметках [Демидов, 2004].

Около 11 400 лет назад ОПО достигает максимальных размеров. Край ледника протягивается от северного побережья Ладоги через оз. Ведлозеро к западному побережью Сегозера и далее через северное побережье Выгозера к Белому морю, огибая с севера мощную Сумозерскую возвышенность. Наивысшие уровни Сегозера составляют на южном берегу 134 м, а на западном – 141 м [Бискэ, 1959] при абсолютной высоте водораздела с Онежским озером 125 м (севернее оз. Остер). В связи с этим Сегозеро не могло быть изолированным, самостоятельным озером, а являлось заливом Онежского озера, как это и отмечалось ранее [Земляков, 1936; Квасов, 1976]. Озера соединялись проливом, ширина которого в наиболее узкой части у д. Карельская Масельга составляла около 200 м при глубине около 10 м. На дне водоема отлагались типичные ленточные глины.

Около 11 300 лет назад произошла масштабная регрессия ОПО в связи с открытием нового порога стока, отразившаяся в строении береговых и донных образований водоема [Демидов, 2004]. По ранее предложенным моделям регрессия была связана с открытием стока в Беломорскую котловину через Онежско-Выгозерский (115 м) и Онежско-Сегозерский водоразделы (125 м) [Квасов, 1976; Демидов, 2004; Saarnisto et al., 1995]. В результате регрессии водоема и кардинальной смены направления течений в озере резко изменилась гидрохимическая обстановка на границе вода – донные отложения, что вызвало окисление приповерхностного горизонта донных осадков и формирование горизонта розовато-коричневых ленточных глин («розового» горизонта) мощностью 10–15 см, распространенного практически во всей акватории ОПО [Демидов, 2004].

После отступления ледников из юго-восточного Приладожья Онежское озеро получило новый, гораздо более низкий порог стока по долине р. Свири. Уровень в южной части котловины последовательно снижался со 100 до 75, 55 и 45 м, а потом и до значений, близких к современным [Порывкин, 1960]. Вскоре ото льда освободилась вся Онежская котловина. Ее северная часть была в то время опущена под влиянием ледниковой нагрузки. Весьма вероятно, что, когда край ледника находился в районе оз. Сегозера, то оно было заливом Онежского озера. После дальнейшего отступления ледников оз. Сегозеро получило сток в оз. Выгозеро и далее в Беломорское приледниковое озеро. Онежское озеро получило низкий порог стока на водоразделе с оз. Сегозером. Современная отметка водораздела – 117 м, тогда же он был примерно на 100 м ниже. В результате на короткое время сток из Онежского озера приобрел северное направление, а уровень озера снизился [Квасов, 1976]. Изостатическое поднятие порога стока уже в послеледниковое время привело к тому, что уровень Онежского озера поднялся вновь, а сток по р. Свири возобновился. В дальнейшем северное Прионежье продолжало осушаться; поднятие продолжается и в настоящее время. В то же время, Южное Прионежье развивается в течение всего голоцена в условиях почти постоянного уровня озера.

На дне озера залегают позднеледниковые и раннеголоценовые ленточные и неслойчатые глины озерно-ледникового и озерного генезиса, которые перекрыты алевритоглинис-

тыми, алевритовыми и песчаными озерными отложениями средне- и позднеголоценового возраста. Толща озерно-ледниковых и озерных отложений обычно подстилается моренными отложениями. В северной, глубоководной части Онежского озера (в губах, в Малом Онего, в Повенецком заливе), где рельеф дна носит денудационно-грядовой характер, на гребнях гряд иногда полностью отсутствуют четвертичные отложения и обнажаются породы кристаллического фундамента. В депрессиях между грядами общая мощность позднеплейстоценовых и голоценовых отложений достигает 20 м, при этом максимальная мощность илов – 3 м. От центральной к южной части озера слабохолмистый рельеф дна сменяется плоским. На юге мощность ленточных глин возрастает, по данным геоакустического зондирования, до 20 м и более; одновременно мощность голоценовых озерных осадков уменьшается до нескольких сантиметров, а местами – до нуля. В южной части озера наиболее распространены пески различной крупности, иногда заиленные или с примесью гравия. Пески встречаются и в других районах озера вблизи берегов. Валунно-галечные отложения наблюдаются на отдельных прибрежных участках, преимущественно в северной части озера, где берега сложены кристаллическими породами, выходящими к урезу воды. Основная часть дна озера (глубоководная область Центрального Онего, Большое Онего с примыкающими к нему губами и заливами, Повенецкий залив) покрыта тонкими алевритоглинистыми отложениями – илами. Толща ленточных глин обычно имеет бежевый, бежево-серый или серый цвета. Мощность пары слоев – лент, уменьшается от 15–20 мм в нижней части разреза до 1–2 мм в верхней. По гранулометрическому составу глины преимущественно пелитовые. Минеральный состав глинистой фракции ленточных глин (так же как и гомогенных глин и илов) имеет следующий набор основных компонентов: гидрослюда, каолинит, хлорит, полевые шпаты, кварц. Кроме того, присутствуют вермикулитовые образования. Ленточные глины обеднены органическим веществом. Вверх по разрезу ленточные глины постепенно сменяются неслоистыми (гомогенными) глинами раннеголоценового возраста мощностью от 10–20 см до 2.5–3 м. Обычно мягкие, вязкие, они часто имеют черные гидротроилитовые прослои. В верхних горизонтах прослои приобретают буровато-охристую окраску. Минеральный состав гомогенных глин аналогичен минеральному составу ленточных глин, но в гомогенных глинах возрастает содержание органического вещества и биогенных элементов.

Среди донных отложений Онежского озера преобладают сапропели (в переводе с греческого – гниющий ил), максимальные мощности которых достигают 9 м. Они представляют собой коллоидную мягкую и жирную массу коричневого, иногда почти черного или оливкового цвета, содержащую в природных условиях 70–90% воды. Органическая часть сапропелей состоит на 40–50% из углерода, 6–7% водорода, 34–44% кислорода и до 6% азота [Яковлев, 1954]. Материалом для их образования служат остатки растений и животных, обитающих в озерах. Отмирая, органические остатки осаждаются на дно и частично проходят через пищеварительный канал живущих на дне озера ракообразных, червей и моллюсков. К органической части часто примешивается терригенный песчано-глинистый материал, привносимый с суши. Весь этот материал, находясь под водой при слабом доступе кислорода, подвергается воздействию микроорганизмов, превращается в однородную студенистую массу и уплотняется [Синькевич, Экман, 1995].

Данные исследования проводятся при поддержке гранта РНФ 14-17-00766 «Онежское озеро и его водосбор: история геологического развития, освоение человеком и современное состояние».

Литература

- Бискэ Г.С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 307 с.
Демидов И.Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 134–142.
Демидов И.Н. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 207–218.

Демидов И.Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменении его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 171–182.

Демидов И.Н., Лаврова Н.Б. Строение четвертичного покрова бассейна р. Водла (Восточная Карелия) и особенности развития растительности поздне- и послеледниковье // Национальный парк «Водлозерский»: природное разнообразие и культурное наследие. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 49–62.

Демидов И.Н., Шелехова Т.С. Диотомиты Карелии (особенности формирования, распространения, перспективы использования). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. 89 с.

Земляков Б.Ф. Четвертичная геология Карелии. Петрозаводск, 1936. 102 с.

Квасов Д.Д. Происхождение котловины Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л.: Наука, 1976. С. 7–40.

Порывкин М.Н. Образование поперечных террас реки Вытегра и история развития Онежского озера // Тр. Гидропроекта. Сб. 3. М.: 1960. С. 221–233.

Синькевич Е.И., Экман И.М. Донные отложения озер восточной части Фенно-Скандинавского кристаллического щита. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1995. 142 с.

Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б. Донные отложения озер Карелии: палеоэкологические и палеоклиматические реконструкции // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 204–212.

Яковлев С.А. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. М.: Госгеотехиздат, 1954. 101 с.

Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas // Glacial deposits in North-east Europe. Rotterdam: Balkema, 1995. P. 195–209.

Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the lake Onega basin to the Salpausselkya End Moraine // Global and Planetary Changes. V. 31. Elsevier Science. 2001. P. 333–405.

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕГО ГОТЕРИВА В БАССЕЙНЕ р. БОДРАК ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Дубкова К.А.

Санкт-Петербургский государственный университет, st032379@student.spbu.ru

В бассейне р. Бодрак Юго-Западного Крыма терригенно-карбонатный нижний готерив мощностью до 20 м несогласно перекрывает разновозрастные флишевые, эффузивные и интрузивные образования триаса – юры или терригенно-карбонатные породы нижнего валланжина. На его эродированной кровле залегают глауконитовые песчаники верхнего мела. Вследствие размыва к северо-западу мощность отложений сокращается вплоть до полного выклинивания.

Изучение этого объекта длится уже более 100 лет. Первой фундаментальной работой стала монография Н.И. Каракаша [1907]. В последующие годы исследования выполняли М.В. Муратов [1960], В.В. Друщиц [1960], Т.Б. Янин [1997], Л.Ф. Плотникова с соавторами [1984], Е.Ю. Барабошкин и Т.Н. Смирнова [2004] и другие. При этом основное внимание уделялось палеонтологическим и биостратиграфическим аспектам, а особенности состава, строения и условия формирования этих отложений обсуждались крайне мало.

Попытка восполнить этот пробел была предпринята нами в 2015 г. на основе послонного изучения одиннадцати разрезов нижнего готерива, представленного в обнажениях гор Плоская (Патиль), Малый Кермен, Лесистая, Змеиная и в Первомайском карьере. Суммарная мощность описанных разрезов составляет около 70 м. Кроме этого, было выполнено микроскопическое описание 40 шлифов.

Анализ собранных материалов позволил: 1) провести литолого-генетическую типизацию слоев; 2) построить кривые колебания уровня моря и осуществить по ним детальную корреляцию разрезов; 3) составить ряд литолого-генетических профилей для выявления особенностей латеральной смены отложений; 4) установить закономерности строения трансгрессивно-регрессивных слоевых последовательностей (циклотем) и реконструировать условия их формирования; 5) построить серию палеогеографических схем для узких интервалов геологического времени (трансгрессивные и регрессивные максимумы), отражающих конфигурацию и эволюцию обстановок осадконакопления в раннеготеривском море.

В разрезах установлены слои девяти типов. Шесть из них, вероятно, образовались в результате трансгрессии, три сформировались во время регрессии.

Трансгрессивные слои (Т): Т₁ – рудстоуны лито-биокластовые, песчаные, буровато-розовые, с пологой косою разнонаправленной слойчатостью. Присутствуют обломки мшанок, морских ежей и колониальных кораллов. Характерны многочисленные остатки одиночных склерактиний, которые у кровли находятся в положении роста. Видимо, накопление этих отложений происходило в прибрежной области. У уреза воды, в условиях высокой гидродинамики, накапливался детрит морской фауны, а дальше от берега, в волновой тени растущих рифовых построек, располагались массовые поселения одиночных кораллов.

Т₂ – байндстоуны, состоящие из лепешковидных колоний склерактиний, образующих каркас. Промежутки между ними заполняют биокластовые рудстоуны, состоящие из детрита склерактиний, двустворок, гастропод, морских ежей, мшанок и фораминифер. Высота рифовых построек не превышала 4 м, и они, видимо, были плохим волноломом, слабо снижающим гидродинамику зарифовой области.

Т₃ – руд-флаутстоуны лито-биокластовые, песчаные, буровато-серые, с пологой косою разнонаправленной слойчатостью. Характерны многочисленные остатки колоний склерактиний, часть которых находится в положении роста; детрит двустворок, брахиопод, гастропод, серпул, водорослей, мшанок, морских ежей, фораминифер, колониальных и одиночных склерактиний. Вероятно, эти отложения быстро накапливались у подножия внешнего склона рифа в условиях высокой гидродинамики, препятствующих формированию массовых поселений колониальных кораллов.

Т₄^а – тонкое линзовидно-полосчатое чередование песчаников кварцевых мелкозернистых известковых буровато-желтых (преобладают у подошвы) и рудстоунов лито-биокластовых песчаных буровато-серых (количество и толщина слойков увеличиваются к кровле). Характерны обломки водорослей, морских ежей, мшанок, брахиопод, склерактиний, серпул, двустворок, гастропод, ростры белемнитов, бентосные фораминиферы. По-видимому, такие слои накапливались в обстановке мелководного открытого шельфа. Под действием волнений здесь образовывалась система перемещающихся детритовых валов, между которыми накапливался песчаный материал, поступающий за счет вдольберегового переноса с севера.

Т₄^б – рудстоуны биокластовые песчаные, буровато-желтые с волнистой слойчатостью. Присутствуют фрагменты багряных водорослей, колониальных склерактиний, морских ежей, брахиопод, мшанок, двустворок, гастропод, криноидей, серпул. Характерны единичные прижизненные захоронения лепешковидных колоний склерактиний и небольшие (диаметр до 1 м) желваки бафлстоунов (?) светло-бурых, которые, вероятно, являлись водорослевыми биогермами. Эти отложения, как и слои типа Т₄^а, накапливались в обстановке мелководного открытого шельфа, но в менее динамичных условиях, обеспечивающих существование единичных колоний кораллов и куртин багряных водорослей.

Т₅ – грейн-рудстоуны биокластовые буровато-серые, песчаные, с пологой косою разнонаправленной слойчатостью. Присутствуют крупные фрагменты двустворок, детрит колониальных и одиночных склерактиний, морских ежей, криноидей, серпул, мшанок, брахиопод, раковины гастропод, ростры белемнитов, фораминиферы. Можно предполагать, что эти отложения, благодаря уменьшению влияния волнений за счет увеличения глубины, образовывали крупные пологие перемещающиеся детритовые валы. В изученных нами раз-

резах это, очевидно, самые удаленные от берега накопления открытого шельфа, отличающиеся максимальным разнообразием остатков морской фауны.

Регрессивные слои (R): R₁ – песчаники мелкозернистые, кварцевые, буровато-желтые, известковые с пологой косою разнонаправленной слоистостью. Присутствует детрит колониальных склерактиний, морских ежей, серпул, мшанок, разрозненные створки брахиопод, двустворок, раковины гастропод и фораминиферы. Характерны выделения гематита, указывающие на близость суши. Осадки, вероятно, накапливались в крайне мелководной и динамичной части морского бассейна, в условиях обильного поступления терригенного материала, формируя подводный пляж открытого побережья.

R₂ – тонкое линзовидно-полосчатое чередование флаут-рудстоунов биокластовых, песчаных, буровато-серых (преобладают у подошвы) и песчаников мелкозернистых кварцевых известковых буровато-желтых (количество и толщина слоев увеличиваются к кровле). Присутствуют крупные обломки колониальных кораллов, членики криноидей, хорошо окатанные фрагменты брахиопод, мшанок, двустворок, морских ежей, серпул, водорослей, десятиногих ракообразных, колониальных склерактиний, единичные фораминиферы. Часто детрит пропитан окислами железа, что указывает на возможность его переотложения после субаэральной экспозиции. Можно предполагать, что накопление этих отложений, как и слоев типа T₄^a, происходило в обстановке мелководного открытого шельфа под действием волнений. Однако повышение доли песчаных слоев от подошвы к кровле указывает на развитие регрессии.

R₃ – грейн-рудстоуны лито-биокластовые, песчаные, желтовато-серые, с косою разнонаправленной слоистостью. Детрит представлен обломками двустворок, брахиопод, серпул, гастропод. Очевидно, такие отложения, накапливались в удаленной от берега области с минимальным привносом терригенного материала при умеренном воздействии волнений, ослабленных большей глубиной. Однообразие детрита указывает на ухудшения условий существования морского бентоса, возможно, за счет опреснения и увеличения мутности воды. Можно считать, что это регрессивный аналог обстановки формирования слоев типа T₅.

Описанные выше типы слоев образуют пять трансгрессивно-регрессивных циклов мощностью от 1 до 6 м. Особенности их строения отражает полная идеальная последовательность (снизу вверх): T₁ → T₂ → T₃ → T₄ → T₅ → R₃ → R₂ → R₁. Слои T₄ могут быть представлены типами T₄^a или T₄^b.

Выполненные палеогеографические реконструкции показывают, что рассматриваемая территория в раннем готериве представляла собой прибрежную мелководную часть тепловодного морского бассейна. Суша располагалась на юго-востоке, береговая линия простиралась с северо-востока на юго-запад, а бассейн углублялся к северо-западу.

На трансгрессивных фазах осадконакопления здесь формировалась карбонатная платформа. У берега располагалось динамичное мелководье, заселенное одиночными склерактиниями (T₁). Дальше существовал пояс небольших коралловых рифов (T₂). У подножия их внешнего склона в условиях высокой волновой активности, образовывались скопления крупного детрита и одиночные поселения колониальных кораллов (T₃). Дальше к центру бассейна их сменяла область развития крупных подвижных аккумулятивных форм рельефа (подводных валов), сложенных детритом морского бентоса и разделенных песчаными накоплениями (T₄^a) или более спокойные зоны, благоприятные для образования небольших коралловых и водорослевых биогермов (T₄^b). Далее располагался наиболее глубоководный и удаленный от берега пояс открытого мелководья с умеренной гидродинамикой, в пределах которого формировались крупные пологие перемещающиеся детритовые валы (T₅). По мере развития трансгрессии происходило затопление суши и перечисленные обстановки последовательно смещались на юго-восток.

На регрессивной фазе, за счет увеличения привноса терригенного материала, эта территория становилась частью карбонатно-терригенного рампа. В наиболее удаленной от берега зоне накапливались детритовые песчаные известняки (R₃). Ближе к берегу располагал-

ся пояс попеременного накопления песков и детрита (R_2). У берега формировался песчаный пляж (R_1). Обмеление бассейна приводило к смещению этих обстановок на северо-запад.

Полученные результаты, уточняющие представления о составе, строении и условиях формирования отложений нижнего готерива в бассейне р. Бодрак, могут быть использованы при региональном прогнозе строения нижнемеловых природных резервуаров углеводородов Крымского полуострова и примыкающих к нему шельфов Черного и Азовского морей.

Автор выражает искреннюю благодарность С.Б. Шишлову за участие в сборе материала, консультации и рекомендации, а также И.Ю. Бугровой за помощь в определении фауны, ценные замечания и советы.

Литература

Барабошкин Е.Ю., Смирнова Т.Н. Валанжин-нижнеготеривские комплексы брахиопод междуречья Кача-Бодрак (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 48–63.

Друщиц В.В. Нижнемеловые отложения Крыма // Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гос. науч.-техн. изд-во нефт. и горно-топл. литературы, 1960. С. 53–74.

Каракаш Н.И. Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна. СПб.: Типография М. Меркушева, 1907. 519 с.

Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: ГОНТИ, 1960. 208 с.

Плотникова Л.Ф., Богаец А.Т., Бондаренко В.Г. и др. Меловая система. Нижний отдел // Геология шельфа СССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Киев: Наук. думка, 1984. С. 59–74.

Янин Б.Т. О соотношении общих и местных стратиграфических подразделений нижнего мела юго-западного Крыма (междуречье Кача-Бодрак) // Вест. МГУ. Серия 4. Геология. 1997. № 3. С. 29–36.

ТИПЫ И СТАДИЙНОСТЬ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ПУСТОТНОЕ ПРОСТРАНСТВО КОЛЛЕКТОРОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ им. Р. ТРЕБСА И им. А. ТИТОВА (ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Душин А.С.¹, Рыкус М.В.², Гаймалетдинова Г.Ф.¹

¹ООО “БашНИПИнефть”, Andrey-geol@rambler.ru, gulnara.flaritovna@mail.ru

²Уфимский государственный нефтяной технический университет,
Rykusmihail@mail.ru

Карбонатные породы отличаются высокой степенью литологической и петрофизической неоднородности, вызванной разнообразием седиментационных условий, а также значительным влиянием вторичных процессов на пустотное пространство. При этом пустотное пространство во многом унаследует первичные свойства осадков, а вторичные процессы подчеркивают фаціальную избирательность. Изучение последовательности вторичных преобразований и их влияния на изменение фильтрационно-емкостных свойств является трудоемким процессом, включающим подробный анализ кернового материала, шлифов, а также современного комплекса каротажных данных.

На месторождениях им. Р. Требса и им. А. Титова в ходе подробного послойного описания керна и петрографических наблюдений в карбонатных отложениях нижнего девона и верхнего силура выделен ряд вторичных изменений, включающих: доломитизацию, цементацию, уплотнение, трещинообразование, выщелачивание, глинизацию [Душин и др.,

2015]. Все эти преобразования в той или иной мере повлияли на пустотное пространство и предопределили пространственную изменчивость коллекторских свойств.

Доломитизация в изучаемых отложениях проявлена очень широко, особенно в продуктивных интервалах коллекторов. Выделяется несколько морфоструктурных разновидностей вторичного доломита, развитых по ооидам и оолитам шельфовых высокодинамичных сублитеральных отложений или замещающих мелкозернистый матрикс первичных пород низкодинамичной сублитеральной зоны. Установлено наличие крупных кристаллов доломита двух генераций: более ранней генерации, представленной равномерным распределением агрегатных сростков ромбоэдрических кристаллов и более поздней, сложенной рекристаллизационным доломитом.

Цементация приводит к относительно быстрой литификации осадка и сокращению порового пространства. Проявлена в нескольких видах: изопакитовый цемент фреатической зоны, блоковая цементация, частично или тотально заполняющая пустотное пространство.

Трещинообразование в карбонатных породах проявлено в разных масштабах: от микротрещин, видимых в шлифах до больших тектонических разломов, выявляемых сейсмическими методами. Гидродинамические исследования скважин показали, что разломы и связанная с ними приразломная трещиноватость, не оказывают существенного влияния на анизотропию проницаемости карбонатных коллекторов. Напротив, судя по положению водо-нефтяного контакта и анализу фактического кернового материала, разрывные нарушения служат барьерами, разделяющими нефтяные залежи и препятствующими фильтрации флюидов. Трещины более мелкого масштаба являются каналами фильтрации, но в силу своей хаотичности, они также не дают явно выраженных линейно-вытянутых трендов проницаемости и могут быть отнесены к матричному типу пустотности.

Выщелачивание связано с выводом пород под поверхность несогласия и влиянием метеорного диагенеза. Процессы выщелачивания унаследуют первичные седиментационные особенности карбонатных отложений и развиваются в литотипах, обладающих первичной пористостью. Так, по данным керна было установлено, что породы в основном состоящие из микрита относительно погруженных частей сублитерали (глинистые мадстоуны, большая часть вакстоунов) не претерпели значительного выщелачивания, вследствие того, что уже на ранних стадиях диагенеза не обладали достаточными каналами для фильтрации.

Вторичная глинизация по кавернам и трещинам затронула только ту часть карбонатного коллектора, которая подверглась карстованию в зоне экзогенеза в связи с предверхнедевонским перерывом. При последующей трансгрессии по сформированным каналам выщелачивания происходило проникновение морских глауконитовых глин и заполнение ими ранее образованной вторичной пустотности. Необходимо отметить, что такой процесс крайне негативно сказался на фильтрационных свойствах коллектора и на его гидродинамической связанности. Наиболее активно этот процесс проявлен в пределах 15–20 м ниже поверхности предверхнедевонского несогласия.

Для рассматриваемых пород-коллекторов создана стадияльная модель вторичных преобразований, учитывающая структурно-литологические и фациальные особенности карбонатных образований. Эта модель, сопоставимая с известными схемами вторичных преобразований карбонатных пород [Mooge, 1989; Tucker, Wright, 1990], предполагает следующую хронологию событий. Крупнозернистые ооидные грейнстоуны, накапливающиеся в наиболее динамичной обстановке верхней сублитерали, испытали раннюю цементацию на стадии метеорного диагенеза. Это привело к широкому образованию в них менискового и интракластового цемента. Последующие процессы выщелачивания менее устойчивых зерен, способствовали инверсии структуры пустотного пространства. В позднюю стадию часть пор была заполнена вторичным доломитом. В итоге эти породы, согласно классификации пустотного пространства [Choquette, Pray, 1970], приобрели **внутризерновую, межзерновую и мелкокавернозную** пустотность.

Литокластовые грейн-пакстоуны сублитерали, которые также накапливались в условиях высокой динамики среды, на раннедиагенетической стадии испытали цементацию,

которая, наряду с заполнением части пор, все же сохранила пустотное пространство. На этой же стадии, по-видимому, произошла и доломитизация пород. Трещиноватость в таких породах встречается редко, кавернозность же, проявлена достаточно хорошо, особенно в верхних пачках, подвергнутых влиянию предверхнедевонского несогласия. Характерными типами пористости здесь являются межкристаллическая, кавернозная и каналовая.

Для пород с уменьшенной долей зернистой компоненты (вакстоунов) верхней сублиторали ранняя цементация почти не повлияла на пустотность. Наиболее существенное воздействие здесь оказали процессы трещинообразования и выщелачивания, которые привели к возникновению высокопроницаемых кавернозных зон. При этом процессы выщелачивания, могли формировать каверны, по размерам как сопоставимые с зёрнами минералов, так и превосходящие их. В случае заполнения каверн вторичными кристаллами доломита, происходит запечатывание проводящих каналов и ухудшение проницаемости. Возможные типы пористости в этом литотипе – кавернозный, каналовый, трещинный, межкристаллический.

В плотных микритовых разностях относительно погруженной сублиторали или застойной зоны литорали, пустотность развивается лишь в случае наличия трещин, которые могли образовываться на инверсионной стадии тектогенеза или при уплотнении пород. Тип пористости – трещинный, редко – каналовый. В основном же порода лишена коллекторских свойств.

Таким образом, по данным детального микропетрографического анализа керн месторождений им. Р. Требса и А. Титова показано, что вторичные преобразования унаследовали первичную фациально-литологическую неоднородность и определили развитие тех или иных видов пустотности.

Литература

Душин А.С., Рыкус М.В., Наумов Г.В., Гаймалетдинова Г.Ф. Условия осадконакопления, диагенетические процессы и их влияние на коллекторские свойства верхнесилурийско-нижнедевонских карбонатных пород месторождений им. Р. Требса и А. Титова // Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело». 2015. № 5. С. 20–44. http://ogbus.ru/issues/5_2015/ogbus_5_2015_p20-44_DushinAS_ru.pdf

Choquette P.W., Pray L.C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates // AAPG Bulletin. 1970. V. 54. P. 207–250.

Moore C.H. Carbonate Diagenesis and Porosity: New York, Elsevier, 1989. 338 p.

Tucker M.E., Wright V.P. Carbonate Sedimentology. Oxford: Blackwell Scientific Publ., 1990. 482 p.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЛАПТОПАЙСКОЙ СВИТЫ НА ХРЕБТЕ САБЛЯ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Жаркова Т.Б.

Национальный парк «Югыд ва», tjarkova@mail.ru

В 2013 г. в ходе ГМК-200 на северо-восточном окончании Саблинского хребта был описан разрез терригенно-вулканогенных образований лаптопайской свиты. Отложения данного стратиграфического уровня (V_2 - C_1) здесь установлены впервые. Традиционно образования лаптопайской свиты рассматриваются как молассовые, сформированные на орогенном этапе развития территории [Белякова, 1972; Пучков, 1975]. Ранее, в пределах Саблегорского палеорифта молассовые отложения терригенно-вулканогенного типа были закартированы в Вангырском районе, где они представлены потоками андезибазальтовых

лав с прослоями туфов, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, в т.ч. и грубообломочных. Карбонатные породы (доломиты) отмечались только в составе олистолитов в разрезе терригенного типа (междуречье Вангыр-Бол. Паток) [Государственная..., 2002].

Терригенно-вулканогенные образования на северо-востоке хр. Сабля перекрывают вулканы нижней подбиты саблегорской свиты (RF_3sb_1). Это зеленовато-серые, красноватые афировые, плагио-и пироксен-плагиофировые толеитовые metabазальты, метаандезит-базальты, часто миндалекаменные, содержащие тела пестроцветных метакластолав. В верхних горизонтах свиты породы интенсивно катаклазированы и карбонатизированы.

Гипсометрически выше залегают образования, которые мы относим уже к лаптопайской свите (снизу вверх по разрезу, в конце описания пачки в скобках указана горизонтальная мощность):

1. Метабазальты, кластолавы и туфы основного состава пестро- и красноцветные карбонатизированные, эпидотизированные и окварцованные. В нижней половине пачки содержатся пластообразные тела мощностью до 0.2 м, линзы, блоки и округлые образования диаметром 0.3–0.5 м красноцветных брекчиевидных железисто-карбонатных пород, брекчированных доломитов и кремнистых брекчий.

Туфы базальтов литокластические крупно-среднеобломочные красно- и пестроцветные, реже – зеленоцветные, с брусковидной отдельностью и занозистым изломом. Плохосортированный вулканокластический материал (70–80%) представлен обломками базальтов псефито-псаммитовой размерности угловатой и удлиненно-угловатой формы, часто миндалекаменными, пропитанными оксидами железа и сохраняющими реликтовую афировую или порфиоровую структуру, а также псаммитовыми кварцевыми зернами. Очень редко отмечается хорошо окатанная удлиненной формы кварцевая галька розоватого и зеленоватого цвета размером до 5 см. Тонкозернистый агрегат кварца, являющийся гидрохимическим цементом, вероятно, образовался в результате перекристаллизации кремнистого вещества, сохранившего элементы реликтового сферолитового строения.

Брекчиевидные железисто-карбонатные породы имеют гематит-кварц-кальцитовый состав, характеризуются бурой охристой пористо-ноздреватой, кавернозной поверхностью выветривания; в них спектральным анализом установлено повышенное содержание марганца.

Брекчированные и окремненные мелкозернистые известковые доломиты содержат терригенную примесь гравийно-песчаной размерности. Терригенный материал представлен обломками метаэффузивов основного состава, сохранившими реликтовые структуры и в различной степени гематитизированными и доломитизированными. Для бледно-розовых и желтовато-белесых разностей доломитов установлена слабая загипсованность. Густоокрашенные доломиты характеризуются повышенным содержанием марганца.

В кремнистых брекчиях обломки силицита размером 0.4–3 мм, угловатой, неправильно-угловатой, угловато-овальной формы состоят из криптозернистого кремнистого вещества со сгусточками лейкоксеноподобного агрегата, окрашенного оксидами железа. Наблюдается их карбонатизация различной интенсивности, реже-окварцевание. Обломки сцементированы кальцит-хлоритовым агрегатом. На поверхности кремнистых брекчий присутствует бурая пористая корка с грязными охрами.

Для вулканокластических образований верхней половины пачки характерно повышенное содержание фосфора (77 м).

2. Пачка переслаивания пестро- и красноцветных лито-петрокластические полимиктовых конгломератов и гравелитов. Мощность слоев псефитов 2–6 м. Конгломераты и гравелиты содержат редкие хорошо окатанные валуны удлиненной формы размером до 30 см по длинной оси, сложенные мелкозернистыми кварцитами. В верхней трети пачки отмечаются редкие маломощные (5–10 см) прослои песчаников с мелкой кварцевой галькой. В составе обломочной части псефитов – окатанные фрагменты глинистых и кремнистых сланцев, кварцевых песчаников и алевролитов, метаэффузивов кислого и основного состава, а также железистых силицитов и жильного кварца. Присутствующий в небольшом количест-

ве цемент соприкосновения представлен тонкочешуйчатым агрегатом серицита, нередко пропитанным тонкодисперсными буро-красными оксидами железа (10 м).

3. Тонкое переслаивание вишневых алевролитов, мелкозернистых олигомиктовых и аркозовых (в верхней части слоя) песчаников. Отмечаются единичные прослои разнозернистых олигомиктово-кварцевых песчаников и серых алевролитов мощностью до 5 см. Неоднородность обломочного материала по гранулометрическому составу определяет градационную слоистость; также в песчаниках отмечены фрагменты косой слоистости и будинаж. В базальной части прослоев песчаников часто содержатся обломки подстилающих алевролитов. Кластический материал представлен, в основном, минералокластами (75–98%), среди которых – полевые шпаты, кварц, рудный минерал, лейкоксен, циркон, сфен, апатит, турмалин, листочки слюды и хлорита; в олигомиктово-кварцевых песчаниках кварц составляет 85–90% всех обломков минералов. Литокласты представлены силицитами, кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, кварцитами и микрокварцитами, метаэффузивами кислого состава, полиагрегатным кварцем и кварцевым песчаником; в олигомиктово-кварцевых песчаниках также присутствуют микропегматиты. Обломочный материал характеризуется различной степенью окатанности и имеет среднюю и плохую сортированность. Цемент сплошной равномерный поровый, по составу глинистый и представлен ориентированным тонкочешуйчатым агрегатом серицита и хлорита, обычно пропитанным тонкодисперсными оксидами железа (5 м).

Далее начинаются отложения тельпосской свиты (O_1tl), относящейся уже к уралидам. Это красноцветные гравийно-галечные конгломераты с хорошо окатанными гальками кварцитов, мелкозернистых кварцевых песчаников и метаэффузивов кислого состава.

Итак, разрез мощностью ~92 м, описанный на северо-востоке горы Сабля, может быть отнесен к типу терригенно-вулканогенной молассы. Формирование нижней части разреза, несомненно, связано с проявлением вулканической деятельности. При этом следует допустить, что какая-то часть материала, рассматриваемого нами как туфогенный, может иметь элювиальное происхождение и являться дресвяниками, образовавшимися при разрушении саблегорских базальтоидов и впоследствии переотложенными в конусе выноса [Петтиджон и др., 1976]. Отложение красноцветной вулканогенной туфогенной толщи в ассоциации с эвапоритами происходило, вероятно, в субаквальной обстановке в условиях аридного климата в мелководной прибрежной лагуне.

Образование верхней, маломощной (~15 м) части разреза контролировалось, скорее всего, условиями палеодельты. На треугольной диаграмме $Al_2O_3 - (Fe_2O_3 + FeO) - (CaO + MgO + K_2O + Na_2O)$ [Ерофеев, Цеховский, 1983] фигуративные точки составов этих пород расположены практически на границе, разделяющей поля гумидного и аридного семейства; при этом алевролиты попадают в поле гумидных образований.

Литература

Белякова Л.Т. Стратиграфическое расчленение доордовикских отложений Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сб. 7. Сыктывкар: ИГ КомиФАН СССР, 1972. С. 21–33.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Серия Северо-Уральская. Лист Q-40-XXX. **Объяснительная записка.** СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2002. 286 с.

Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 192 с.

Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.

Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 204 с.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Зайнуллин Р.И.

*Институт геологии Уфимского научного центра РАН,
Башкирский государственный университет, zri-bgu@mail.ru*

К нижнему девону в северной части Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала относятся ускульская, ильтибановская и мансуровская толщи [Маслов, Артюшкова, 2010]. Они сложены вулканокластическими песчаниками, силицитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, известняками и вулканитами различного состава. Наилучшим образом данные отложения обнажены на южном берегу оз. Ускуль, здесь выделена одноименная толща, в урочище Талышман у д. Уразово и на берегу Ильтибановского водохранилища, относящиеся к ильтибановской толще. В этих разрезах доступны для изучения контакты разнофациальных комплексов, отложения имеют относительно большую мощность, в кластических разностях слабо проявлены постдиагенетические изменения, что является редкостью для данной территории [Кокшина, 2013]. Поэтому изучение их может дать ценную информацию для понимания характера обстановок седиментации в раннедевонском бассейне и истории его формирования.

Нижнедевонские вулканокластические отложения представлены преимущественно серо-зелеными крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с градационной сортировкой. Они часто перекрываются тонкослоистыми аргиллитами и в совокупности формируют циклиты, мощностью 0.3–0.5 м [Зайнуллин, 2012, 2014]. Преобладают циклиты, большая часть которых сложена песчаным материалом крупно-среднезернистой размерности. Контакты их с перекрывающими алевролитами и аргиллитами постепенные слабоизвилистые. У Ильтибановского водохранилища встречаются циклиты, в основании которых присутствует материал гравийно-галечной и грубо-крупнопесчаной размерности. Псефитовые обломки представлены кремнями, возможно, из подстилающих отложений. Форма их различная, чаще округлая, угловато-округлая, удлинённая с извилистыми и плавными контурами. Обломки вытянуты параллельно напластованию. Циклиты могут перемежаться с кремнисто-глинистыми отложениями и формировать флишеподобные пачки мощностью (15–25 м). В разрезе Ускуль песчаники в нижней части разреза чередуются с лавовыми потоками, которые сложены плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами.

В петрографическом отношении песчаники перечисленных разрезов являются полевошпатовыми граувакками и собственно граувакками петрокластической разновидности [Шутов, 1967; Систематика и классификация..., 1998]. Среди них можно выделить кристаллолитокластические и кристаллокластические разности. Первые существенно преобладают. Песчаники с кристаллолитокластической структурой разрезов Ускуль и Талышман сложены преимущественно обломками вулканитов и зёрнами плагиоклаза. Обломки вулканитов представлены плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми порфиритами с пилотакситовой, гиалопилитовой, интерсертальной, микролитовой и трахитовой структурой основной массы. Песчаники разреза Ильтибаново имеют более пестрый состав. Они состоят преимущественно из обломков плагиоклазовых порфиритов, основной массы вулканитов и в меньшей степени метаморфических и карбонатных пород (менее 2–3%). Также в них имеются единичные зёрна раскристаллизованного стекла. Плагиоклазовые порфириты и обломки основной массы вулканитов имеют те же структуры, что и вулканиты песчаников разреза Ускуль и Талышман, но чаще всего в них проявлена интерсертальная, пилотакситовая и трахитовая структура. Во всех песчаниках часто встречаются обломки вулканитов с флюкционной текстурой. Формы обломков угловато-округлые, округлые, реже остроугольные,

иногда неправильные, встречаются зерна с зазубренными контурами. По шкале округленности А.В. Хабакова они имеют значение 0–1, реже 2–3 балла. Размер обломков варьирует от 0.2–0.5 до 1.0–1.8, иногда достигая 3.0 мм. Плаггиоклаз в обломках порфиритов представлен крупными кристаллами таблитчатой, призматической, удлиненно-призматической формы, образующий иногда гломеровые сростки. Сортировка песчаников плохая, средняя, реже хорошая, упаковка зерен плотная. Цемент контактовый, контактово-поровый, контурный мелкообломочный, глинисто-хлоритовый, хлоритовый реже ожелезненный с примесью пелитоморфного материала. Вторичные процессы проявлены хлоритизацией по основной массе, кальцитизацией и реже эпидотизацией по плаггиоклазу. Последний иногда замещен волосовидными кристаллами актинолита.

Песчаники с кристаллокластической псаммитовой структурой встречены только в разрезе Ускуль. Сложены они кристаллами плаггиоклаза и в меньшей степени пироксена. Плаггиоклаз в них аналогичен вышеописанным. Зерна пироксена имеют преимущественно овальную форму. Контурные зерен плаггиоклаза незначительно округлые (1–2 балла), а пироксена преимущественно округлые (3–4 балла). Преобладают кристаллы размером 0.3–0.4 (30–40%), 0.6–1 (40–50%) и реже 0.1–0.2 (10%) мм. Все они подвержены механической коррозии (частичному разрушению). Цемент базальный, поровый глинистый, глинисто-хлоритовый, реже мелкообломочный. Кристаллы плаггиоклаза эпидотизированы, пироксена – хлоритизированы, иногда с полным замещением.

Концентрации (в г/т) Sc (22.3), Hf (1.9), Th (2.8), Y (17.5) и РЗЭ в песчаниках разреза Ильтибаново близки к кларку [Интерпретация. ..., 2001] базальтов и андезитов. Ниже кларка содержания Zr (65.5), Nb (3.2), U (1.08) и Ti (3946). В песчаниках разрезов Ускуль и Тальшман содержания практически всех высокозарядных элементов пониженные. В большей степени это касается легких РЗЭ, содержания которых могут уступать кларковым в вулканитах в несколько раз. Таким образом, концентрация высокозарядных элементов в песчаниках разреза Ильтибаново выше, чем в песчаниках разрезов Ускуль и Уразово, что можно использовать как отличительный признак.

Соотношение величин $Zr/Sc-Th/Sc$ во всех граувакках характерно для кластических пород, формирующихся в первом цикле седиментации [McLennan et al., 1993]. Предполагается, что они не испытали существенных изменений и состав их близок к исходным породам. Распределение фигуративных точек на диаграммах Nb/Y–Zr/TiO₂ [Winchester, Floyd, 1977] и La/Sc–Th/Co [Cullers, 2002] показало, что все граувакки по составу близки к породам основного и среднего состава, при этом граувакки разрезов Ускуль и Уразово образуют единый кластер и тяготеют к основным породам. Песчаники разреза Ильтибаново на диаграмме La/Sc–Yb/Th [Langmuir et al., 1978] расположились на перегибе гиперболы, что характерно для кластолитов с двухкомпонентным составом (смешение основных и более кислых пород). По-видимому, это связано с тем, что они состоят преимущественно из обломков вулканитов среднего состава, тогда как в песчаниках разрезов Ускуль и Тальшман преобладают вулканиты основного состава. Данные выводы хорошо коррелируются со спектрами распределения РЗЭ, нормированных по хондриту. Концентрации легких РЗЭ песчаников разреза Ильтибаново преобладают над тяжелыми, и имеется незначительная отрицательная Eu аномалия (LREE/HREE = 2.14, Eu/Eu* = 0.77–0.96), что свойственно породам более кислого состава [Taylor, McLennan, 1995]. У граувакк разрезов Ускуль и Тальшман наблюдается сходство в распределении легких РЗЭ, при этом содержания тяжелых РЗЭ в песчаниках разреза Уразово имеют более низкие значения (LREE/HREE = 0.88 и 1.04 соответственно) [Зайнуллин, 2014], характерные для пород основного состава.

Для реконструкции палеогеодинамических условий накопления песчаников применялись дискриминационные La/Sc–La/Y [Bhatia, Crook, 1986; Фазлиахметов, Зайнуллин, 2014], DF1–DF2 [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] и спайдер-диаграммы с распределением микроэлементов, нормированных по N-MORB. Фигуративные точки всех граувакк расположились в поле островных дуг, при этом точки разрезов Ускуль и Уразово образуют единые кластеры. На спайдер-диаграмме N-MORB обнаруживаются хорошо выраженные отрица-

тельные геохимические аномалии Rb, Ta, Nb, Zr, Ti, **положительные – Ba, Th, Ce, что тоже** указывает на принадлежность рассматриваемых граувакк к островодужному типу.

Таким образом, песчаники разрезов Ускуль и Талышман обладают близким минералого-петрографическим и геохимическим составом. Они состоят из материала преимущественно основного состава. Песчаники разреза Ильтибаново отличаются более разнородным составом обломков и повышенным содержанием высокозарядных элементов. По составу они близки к породам среднего состава. Геодинамическая интерпретация химических данных показала, что все песчаники формировались в островодужной обстановке. Материал транспортировался турбидными и реже обломочными потоками.

Исследования выполнены по теме государственного задания № 0252-2014-0003.

Литература

Зайнуллин Р.И. Особенности источника сноса нижнедевонских песчаников разреза «Талышман» (Север Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 54–57.

Зайнуллин Р.И. Состав и условия формирования ильтибановской толщи нижнего девона Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 71–74.

Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Кошкина Л.В. Особенности катагенеза девонских петрокластических граувакк Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Литосфера. 2013. № 5. С. 26–41.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 351 с.

Фазлиахметов А.М., Зайнуллин Р.И. Вариации индикаторных геохимических параметров в вулканических песчаниках на примере ниже- и среднедевонских отложений Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Вестник ИРГТУ, 2014. Т. 84. № 1. С. 56–62.

Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.

Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element Characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.

Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol., 2002. V. 191. P. 305–327.

Langmuir C.H., Vocke R.D. Jr., Hanson G.H., Hart S.R. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 37. P. 380–392.

McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments. M.J. Johnsson, A. Basu (Eds). Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. V. 284. P. 21–40.

Taylor S.T., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust // Reviews of Geophysics. 1995. V. 33. P. 241–265.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol. 2013. V. 355. P. 117–133.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. V. 20. P. 325–343.

СТРОЕНИЕ ОСИНСКОГО ГОРИЗОНТА НИЖНЕГО КЕМБРИЯ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ МАЙГУННСКАЯ 275 (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

Иванова Н.А., Пустыльников В.В., Гришаева Е.М.

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики
и минерального сырья, nataivanova76@rambler.ru*

Территория Байкитской нефтегазоносной области (НГО) неравномерно изучена глубоким бурением, в подавляющем большинстве скважин осинский горизонт керном не охарактеризован, так как не являлся целевым горизонтом. Поэтому его строение, фациальная изменчивость и перспективы нефтегазоносности на данной территории до сих пор остаются слабо изученными. Залежей углеводородов (УВ) в осинском горизонте в настоящее время пока не выявлено, но на ряде площадей получены притоки высокоминерализованных пластовых вод, а в некоторых скважинах (Куюмбинская 10, Чункинская 282) получены пленки нефти, что в целом свидетельствует о наличии коллекторов на данном стратиграфическом уровне. Значительное воздействие траппового магматизма на территории Байкитской антеклизы также могло повлиять на сохранность залежей в осинском горизонте. Все имеющиеся вопросы о возможной нефтегазоносности горизонта требуют дополнительной проработки и новой информации. Поэтому, пробуренная в 2014–2015 гг. на западном склоне Байкитской антеклизы параметрическая скважина Майгуннская 275, вскрывшая осинский горизонт, частично охарактеризованный керном, позволит в дальнейшем детализировать его строение и оценить перспективы нефтегазоносности на территории Красноярского края.

Перед авторами работы стояла цель изучить строение и состав осинского горизонта скв. Майгуннская 275, провести его фациальный анализ, дать характеристику нефтепроявлений и оценить влияние траппового магматизма на изменение вещественно-структурных признаков пород и их коллекторских свойств. Для достижения поставленной цели сотрудниками лаборатории литологии АО «СНИИГГиМС», в том числе и авторами настоящей работы, было описано около 60 м керна, отобрано 54 образца на комплекс различных видов анализов, включающих литолого-петрографические, петрофизические и битуминологические исследования. Литологические характеристики и структурно-текстурные особенности изучались в больших петрографических шлифах размером 5Ч4 см согласно методике НСОММИ МР № 184 [Оптико-петрографический..., 2015]. Для определения минерального состава карбонатных, кремнисто-карбонатных, сульфатных и смешанных пород использовались классификации С.Г. Вишнякова [1957]. При определении зернистости пород применялась классификация зернистых карбонатных пород Г.И. Теодоровича [Атлас..., 1969]. В ходе исследований пород проводился количественный подсчет минерального и структурного состава, определение и подсчет форменных элементов, а также количественная оценка постседиментационных процессов. Петрофизические и битуминологические исследования проводились в Испытательной лаборатории СНИИГГиМС.

По результатам комплексных исследований построен разрез (масштаб 1:200), включающий диаграммы ГИС, литологическую колонку по керну, колонки с текстурными и дополнительными признаками пород по керну, вещественным составом, структурным составом, типом и содержанием форменных элементов, фильтрационно-емкостными и битуминологическими характеристиками. На основании полученных данных выявлено, что *осинский горизонт*, выделенный по данным ГИС в интервале 2634.5–2507.0 м, охарактеризован керном в нижней трети интервала (2634.5–2577.5 м), где имеет преимущественно доломитовый состав с прослоями ангидритов. Здесь необходимо добавить, что в нижней части горизонта находится интрузия долеритов, на границе с которой первичные породы сильно изменены.

Строение горизонта в разрезе, охарактеризованном керновым материалом, условно можно поделить на три пачки. В основании залегают измененные интрузией долеритов скарновые породы (1.2 м), нижняя пачка представлена доломитами галитистыми микрофитолитовыми (6.13 м), перекрывается доломитами известковистыми, галитистыми, ангидритистыми (2.97 м). Средняя пачка состоит из доломитов водорослевых (31.88 м), верхняя ее часть – битумонасыщенная. Верхняя пачка состоит из ангидритов доломитистых с прослоями доломитов (14.82 м).

По петрографическим данным на контакте долеритов и карбонатов осинского горизонта выделяется контактово-метасоматическая зона, представленная скарнами. Ширина зоны интенсивного воздействия траппов составляет 1.2 м. Граница между долеритами и скарнами довольно четкая волнисто-изрезанная. Скарны от белого до темно-серого и бежевого цвета, неяснослоистые, узорчато-пятнистые со слабо сохранившейся реликтовой органической текстурой, кавернозные, крепкие, трещиноватые. По микроскопическим данным скарн хлорит-сфен-гранатовый среднезернистый, массивный, неясно-полосчатый за счет распределения зерен различной размерности доломита, граната и сфена. По минеральному составу порода сложена кальцитом (40%), доломитом (11%), гранатом (26%), сфеном (14%), галита в порах и кавернах – до 9%.

Нижняя пачка осинского горизонта представлена доломитами микрофитолитовыми, серыми и темно-серыми, узорчатыми, участками – с нарушеннослоистыми текстурами, крепкими, трещиноватыми, послойно пористосто-кавернозными (по керну пор от 3–5 до 10%). По слою отмечаются редкие мелкие гнезда ангидрита размером 0.5–1 см. Доломиты в структурном отношении преимущественно тонкозернистые с примесью очень- и мелкозернистого материала. Содержание доломита составляет 87–97%; галита, заполняющего поры и каверны, – от 3.5 до 9.0%; кальцита – от единичных зерен до 1%; глинисто-битуминозного вещества в породе от 1.5% до 4%; спорадически отмечается пирит. По аналитическим данным содержание углерода органического ($C_{орг}$) на породу составляет от 0.004–0.09%. Форменные элементы в породе ориентированы послойно, неравномерно, плотно упакованы, участками отмечаются обломки однородного мелкозернистого доломита (интракласты). Микрофитолиты составляют от 40 до 80%, представлены катаграфиями сгустково-пузырчатыми – *Visicularites* и комковато-сгустковыми – *Nubecularites*, реже отмечаются неправильно-удлиненные образования – *Vermiculites*, изредка встречаются водорослевые образования.

Поры и редкие каверны (размером до 3 см) овальной, изометричной, реже щелевидной формы, развиты равномерно, пятнисто-послойно, приурочены преимущественно к межформенному пространству, часто сообщающиеся, в породе составляют от 5 до 10%, большая часть заполнена солью, в некоторых порах развиваются кальцит, доломит, ангидрит, количество свободных пор в породе может составлять 1.0–2.5 %. По результатам определения коэффициента открытой пористости на цилиндрических образцах по солевому раствору (300 г/л) открытая пористость составляет 0.9–1.4%.

Перемычка между нижней и средней пачками представлена слоем доломитов известковистых, галитистых, ангидритистых с гнездами ангидрита. Породы темно-серые до черного, тонкозернистые, слоистые, участками (в кровельной части) брекчированные, плотные, стилолитизированные, слабо пористо-кавернозные, трещиноватые, участками битуминозные. Содержание доломита 85–95%, он преимущественно тонкозернистый, кальцита 3–10%, он развит неравномерно, послойно, по порам и трещинам, ангидрит (+) в виде единичных призматических, таблитчатых кристаллов развит по доломитовой массе и в порах. Глинисто-органического вещества до 4%, оно черного цвета равномерно и пятнисто распределено по породе. Пирит развит по органическому веществу в виде тонкой сыпи и составляет до 0.5%.

Средняя пачка представлена доломитами водорослевыми, более перекристаллизованными чем доломиты нижней (микрофитолитовой) пачки. Породы преимущественно очень мелкозернистые, с примесью тонко- и мелкозернистого материала, лишь в кровельной час-

ти – тонкозернистые. Средняя пачка доломитов по цвету и битумонасыщенности делится на две части. В нижней части (12.87 м) доломиты светло-серых оттенков, с волнисто-, прерывисто-слоистыми текстурами, участками седиментационно-брекчированные, с трещинами усыхания, крепкие, трещиноватые, пористо-кавернозные, практически без признаков битумонасыщения. Содержание доломита 80–95%, ангидрита в среднем – 5.5%, галита 3–18%, в среднем – 8.2%, в единичных участках отмечаются глинисто-органическое вещество (0.5–1%) и кальцит (0.5–1%).

Пустотное пространство распределено неравномерно – пятнисто, поры (5–10%) и каверны (10%) приурочены к наиболее перекристаллизованным участкам породы. Каверны неправильной, извилистой, щелевидной, угловатой формы, размером от 1 мм до 1 см, реже отмечаются крупные каверны – 3×7 см. **Большая часть каверн сообщающиеся, меньшая – изолированные.** Практически все пустотное пространство заполнено галитом, лишь в некоторых участках отмечается 3–5% свободных пор и каверн. По результатам определения коэффициента открытой пористости на цилиндрических образцах по солевому раствору (300г/л) открытая пористость составляет 0.6–2.2%, в среднем 1.1%.

Породы верхней части водорослевой пачки (19.01 м) темно-серые, до черных, со слоистыми, пятнисто-узорчатыми, тонко-волнисто-слоистыми текстурами, участками брекчированные, крепкие, кавернозно-пористые, трещиноватые, битуминозные, с запахом сероводорода. Пятнисто-узорчатые текстуры обусловлены неравномерным распределением реликтов форменных элементов, участков перекристаллизации, пор и каверн. Ангидрит развит в виде пологоволнистых слоев (0.6 см), линз и желваков (от 2×1 см до 3×8 см), ориентированных послойно. В пачке также присутствует прослой доломитов пластово-строматолитовых. Породы верхней части водорослевой пачки насыщены хрупким твердым черным, иногда блестящим, термально-преобразованным битумом (антракосолит, нефтяной кокс), количество которого увеличивается к кровле. По микроскопическим данным породы сложены доломитом мелко-тонко- очень мелкозернистым, в кровельной части – микро-очень мелко- тонкозернистым (80–96%), галитом, находящимся в пустотном пространстве (от 1–4 до 8–14%), послойно отмечается ангидрит (до 8%), локально в поровом пространстве развит кальцит (до 1.5%). Глинисто-битуминозное вещество составляет 1.5–8% оно черного цвета, распределено послойно в виде линзовидных, нитевидных прожилков и прерывистых волнистых слоев, выполняет микростилолиты, часто пигментирует доломитовые зерна; выполняет стенки пор, либо содержится в их центральной части, полностью выполняет мелкие поры перекристаллизации. По аналитическим данным содержание $C_{орг}$ на породу достигает 0.21–0.67%. Водорослевая проблематика в результате интенсивной перекристаллизации – реликтовая, представлена образованиями сферолитового строения, часто водорослевые образования имеют колониальное строение, составляют от 50 до 80% на породу.

Поры перекристаллизации и выщелачивания развиты равномерно, каверны – хаотично, они извилистой, щелевидной, неправильной формы, размером от 1 мм до 1 см, в большинстве полностью заполнены галитом. В некоторых прослоях отмечаются округлые, изометричные каверны, размером от 1 до 5–7 мм («птичьи глазки»), заполненные глинистым и галопелитовым материалом темно-серого, черного цвета. По микроскопическим данным свободных пустот от долей процента до 7–8% в единичных образцах до 15%. Поры преимущественно сообщающиеся, реже изолированные, неправильной, субизометричной, удлиненной, узорчатой формы, размером 0.025–0.9 мм. Каверны выщелачивания изолированные и сообщающиеся, неправильно-удлиненной, заливообразной, узорчатой формы, размером до 3–4 мм. По результатам определения на цилиндрических образцах открытая пористость изменяется от 0.3 до 3.8%, в среднем составляет 1.5%.

Верхняя пачка. Ангидриты неравномерно доломитистые, кремнистые, светло-серые до серых с голубоватым оттенком, слоистые, участками неправильно-пятнистые, облаковидные, желваковидные, трещиноватые, плотные, крепкие. Содержат прослой доломитов водорослевых битуминозных.

Формирование отложений осинского горизонта связано с общей региональной трансгрессией моря в начале среднеусольского времени, что привело к установлению условий морского водоема со среднеокеанической или близкой к ней соленостью. При изучении вещественного состава, структурных, текстурных особенностей пород было установлено, что отложения осинского горизонта формировались в условиях мелководного шельфа (сублиторали) и приливно-отливной зоны (литорали и супралиторали). К отложениям сублиторали отнесены фации отдельных водорослевых банок, слагаемых доломитами водорослевыми. При активном росте они эпизодически достигали уровня моря, происходило их частичное разрушение, выветривание и карстование. К литоральным и супралиторальным отнесены фации лагун, слагаемые ангидритами, доломитами ангидритовыми, доломитами строматолитовыми, данные породы также эпизодически подвергались осушению, растрескиванию.

Нельзя не отметить влияние траппа, внедрившегося на уровне границы нижней и средней усольских подсвет. Это отразилось на прогреве толщи, увеличении степени катагенеза органического вещества, уровне перекристаллизации доломитов, их выщелачивания и засоления.

Важным результатом проделанных исследований является комплексное изучение осинского горизонта в скв. Майгуннская 275 на западном склоне Байкитской антеклизы. Новые данные о строении и составе горизонта, условиях его образования, а также оценка его нефтегазоносного потенциала позволят уточнить и детализировать прогноз перспективных зон с улучшенными коллекторскими характеристиками на исследуемой территории.

Литература

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. Карбонатные породы. М.: Недра, 1969. 700 с.

Вишняков С.Г. Классификация осадочных карбонатных пород // Межвузовск. науч. совещ. по геологии полезных ископаемых Центр.-Черноз. областей. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1957.

Опτικο-петрографический анализ осадочных (карбонатных, терригенных, галогенно-сульфатных и смешанных) горных пород. Метод. реком. № 184. М.: ВИМС, 2015. 60 с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ВЕНД–КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЛТИЙСКОЙ МОНОКЛИЗЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

Ивлева А.С.¹, Подковыров В.Н.², Ершова В.Б.¹, Анфинсон О.³,
Худoley А.К.¹, Федоров П.В.¹, Верещагин О.С.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, ias.ivleva@gmail.com

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

³Техасский университет в Остине (*University of Texas at Austin*)

Венд-кембрийский интервал геологической эволюции региона является ключевым для понимания эволюции осадочных бассейнов Русской платформы и характеризует важный переход от накопления относительно мощных терригенных отложений венда, приуроченных к нескольким полуизолированным осадочным бассейнам, к преимущественно карбонатной седиментации, господствовавшей на протяжении раннего палеозоя на данной территории. Исследования, основанные на современных аналитических методиках с применением изотопных и изотопно-геохимических методов, все еще не многочисленны в данном регионе [Kuznetsov et al., 2010, 2014; Купцова и др., 2011; Pxlvere et al., 2014].

Верхневендские и нижнекембрийские осадочные отложения Балтийской моноклизы составляют единую последовательность, граница между ними чаще всего проводится услов-

но в однородной алевро-глинистой толще. Породы венда, представленные глинами, алевролитами, алевроаргиллитами, реже песчаниками, формировались в условиях медленного, неравномерного подъема уровня моря, в мелководных и крайне мелководных обстановках. Развитие толщи «ламинаритовых» глин конца венда происходило в относительно спокойных мелководных обстановках обширного эпиконтинентального бассейна со слабо расчлененным рельефом прилегающей суши (котлинское «море-озеро») и поступления тонкой силикокластики, обогащенной железом, из кор выветривания, развитых в позднем венде на Балтийском щите [Подковыров и др. 2015].

Нами было произведено датирование обломочных цирконов из трех верхневендских образцов и 4 раннекембрийских: старорусской свиты редкинского горизонта и василеостровской свиты котлинского горизонта верхнего венда; ломоносовской свиты томмотского яруса, люкатинской и тискреской свит атдабанского яруса нижнего кембрия.

Датирование обломочных цирконов показало, что верхневендские и нижнекембрийские отложения имеют различное распределение обломочных цирконов, что указывает на различные области поступления кластического материала. Верхневендские отложения характеризуются преобладанием палеопротерозойских цирконов с подчиненным количеством мезопротерозойских зерен и полным отсутствием зерен близких к возрасту седиментации. В образцах из нижнекембрийских отложений отмечается значительное преобладание мезопротерозойских зерен с возрастными 1500–1000 млн лет, появление значительной популяции неопротерозойских зерен, а также присутствие раннекембрийских цирконов с возрастными, близкими к возрасту седиментации.

Проведенные исследования так же выявили некоторые различия в верхневендских отложениях. Так в пробе Т36 (редкинский горизонт) обломочные цирконы формируют шесть пиков 2069, 1998, 1924, 1896, 1796 и 1576 млн лет, в то время как в пробах из котлинского горизонта (L118, SOSN) отмечены преобладающие пики около 1880, 1830, и 1650 и 1600 млн лет. Все отмеченные пики в распределении обломочных цирконов из верхневендских отложений хорошо коррелируются с известными возрастными магматических пород, обнажающихся в пределах Балтийского щита, и указывают на поступление обломочного материала преимущественно из этого источника. Отмеченная разница в доминирующих пиках в распределении обломочных цирконов, вероятно, свидетельствует об изменении роли различных областей Балтийского щита в поступлении кластики в осадочный бассейн.

Полученные данные по образцам василеостровской свиты котлинского горизонта верхнего венда аналогичны данным по осадочным породам рифея Пашско-Ладожского бассейна [Купцова и др., 2011]. При формировании пород размывались отложения раннерифейского (возрастной пик около 1540 млн лет) и раннепротерозойского (около 1860–1880 млн лет) возрастов, а также в незначительной мере и породы верхнего архея.

В образцах из нижнекембрийских отложений отмечается значительное преобладание мезопротерозойских зерен с возрастными 1500–1000 млн лет. Палео- и мезопротерозойские цирконы образуют отчетливые пики около 1900, 1870, 1550 и 1260 млн лет. Неопротерозойские цирконы группируются в отчетливые пики около 630, 600, 565 млн лет. Кембрийские цирконы образуют отчетливый пик около 530 млн лет.

Полученные данные по возрастам цирконов из нижнекембрийских отложений хорошо коррелируются с данными предшественников по восточной части Русской платформы. Присутствие значительного количества цирконов с возрастными 1500–1000 млн лет отмечено в вендских и кембрийских отложениях Тимана [Kuznetsov et al., 2010]. **Распределение возрастов обломочных цирконов из исследованных раннекембрийских образцов также весьма сходны с породами, слагающими автохтон каледонид, которые накапливались на пассивной окраине континента Балтия [Andersen et al., 2011; Slama et al., 2015].**

Проявления неопротерозойского и раннекембрийского магматизма на Балтийском щите отсутствуют [Ранний..., 2005], и, напротив, широко представлены в Тимано-Печорском регионе [Kuznetsov et al., 2014]. Таким образом, Тиманская окраина Балтии и могла

являться источником обломочных цирконов с подобными возрастными, присутствующими в составе нижнекембрийских отложений востока Балтийской моноклизы.

Палеогеографическая обстановка конца венда–начала кембрия исследуемой территории характеризовалась развитием мелководного морского бассейна на территории северо-востока Русской платформы с переходом в пассивную окраину на север и северо-запад в сторону Балтийского щита; Тиманская (северо-восточная в современных координатах) окраина Балтики в нижнем кембрии начинает выступать вероятным источником обломочного материала.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 14-05-00415, 15-05-01512 и 15-35-20591).

Литература

Купцова А.В., Худoley А.К., Дэвис В., Рейнбирд Р.Х., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 3–19.

Подковыров В.Н., Верещагин О.С., Ершова В.Б., Голубкова Е.Ю., Ивлева А.С., Николаев А.М. Глинистые минералы венд-кембрийских отложений Ленинградской области // Глины 2015. М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 60–61.

Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Andersen T., Saeed A., Gabrielsen R.H., Olausson S. Provenance characteristics of the Brumunddal sandstone in the Oslo Rift derived from U-Pb, Lu-Hf and trace element analyses of detrital zircons by laser ablation ICMPS // Norw. J. Geol. 2011. V. 91. P. 1–19.

Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Alekseev A.S., Romanyuk T.V. New data on detrital zircons from the sandstones of the lower Cambrian Brusov Formation (White Sea region, East-European Craton): unravelling the timing of the onset of the Arctida–Baltica collision // Intern. Geol. Rev. 2014. V. 56. P. 1945–1963.

Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Res. 2010. V. 17. P. 583–601.

Pxlvere A., Isozaki Y., Bauert H. et al. Detrital zircon ages of Cambrian and Devonian sandstones from Estonia, central Baltica: a possible link to Avalonia during the Late Neoproterozoic // GFF. 2014. V. 136. P. 214–217.

Slama J., Pedersen R.B. Zircon provenance of SW Caledonian phyllites reveals a distant Timanian sediment source // J. Geol. Soc. 2015. V. 172. P. 465–478.

НИЖНЕПЕРМСКИЕ ПЕЛОИДНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ СЕЗЫМСКОЙ СВИТЫ (КОСЬЮ-РОГОВСКАЯ ВПАДИНА)

Инкина Н.С.

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, nsinkina@geo.komisc.ru

Сезымская свита ассельско-сакмарского возраста распространена на севере Предуралья и юго-западе Пай-Хоя. Она со стратиграфическим несогласием залегает на мелководных известняках среднего карбона и согласно перекрывается артинскими глубоководными терригенными отложениями гусиной свиты. Благодаря легко узнаваемым породам и незначительной мощности (8–20 м), она служит замечательным стратиграфическим репером при геолого-съёмочных работах. Сезымские породы обычно имеют зеленовато-серый и желтовато-зеленый цвета, вмещают разнообразный комплекс организмов и часто включают дисульфиды железа. Обычно при описании пород всеми исследователями указываются

глинистые и мергелистые известняки, мергели, глинистые сланцы и алевролиты (Енокян и др., 1972ф) [Мальшева, Молин, 1992], упоминаются конгломераты в разрезах Пай-Хоя [Устрицкий, 1958; Тимонин, Беляев, 2002]. Несмотря на долгую историю изучения, породный состав свиты слабо изучен. Выходы свиты нами были изучены в естественных обнажениях и карьерах в пределах Косью-Роговской впадины Предуральяского краевого прогиба (рр. Уса, Воркута, Лек-Елец, ручьи Кеч-Шор и Тангепче, в карьерах «Цементнозаводской» и «Георесурс» Воркутинского района). На этой территории в строении свиты участвуют разнообразные карбонатные, кремнистые, терригенные, глинистые породы и породы смешанного алеврито-глинисто-карбонатного состава (микстолиты), а также обнаружены конкреции фосфоритов и глауконитсодержащие породы. Важно отметить характерные особенности для строения пород – петельчатая текстура и псевдообломочная структура [Инкина, 2014]. Одним из распространенных пород являются известняки, среди которых выделены биокластовые, пелитоморфно-микрозернистые, кремнистые и пелоидные. Ниже дается характеристика пелоидным и пелоидосодержащим известнякам.

Под пелоидами понимают комки различного происхождения округлой, овальной и неправильной формы, сложенные пелитоморфным и микрокристаллическим кальцитом [Фортунатова и др., 2005]. Во многих работах указывается, что часто определить генезис пелоидов затруднительно, однако некоторые исследователи предложили классификации, отражающие их происхождение [Фортунатова и др., 2005; Flügel, 2004; Tucker, Wright, 2002; El Ayyat, 2015 и др.].

На изученной территории пелоидные известняки установлены на трех участках, удаленных друг от друга на расстояние до 200 км. Они принимают участие в строении разрезов руч. Тангепче (бассейн р. Лемва, Интинский район Республики Коми), карьеров «Цементнозаводской» и «Георесурс» (Воркутинский район Республики Коми). Пелоидные известняки (пелоидов выше 50%) встречаются в ассоциации с пелоидно-биокластовыми и пелоидно-пелитоморфно-микрозернистыми известняками. В последних пелоиды не являются преобладающими и обычно их содержание варьирует от 10 до 20%. В стратиграфическом разрезе руч. Тангепче, где наблюдаются границы с подстилающими и перекрывающими отложениями, в строении свиты выделено пять пачек, общей мощностью около 15 м. Пелоидосодержащие известняки наблюдаются в основании свиты. Самую нижнюю пачку (1.4 м) слагают пелоидные и пелоидно-биокластовые известняки, выше находится пачка (3.3 м) состоящая из переслаивающихся микстолитов и пелоидных известняков. В карьерах «Георесурс» и «Цементнозаводской» (правобережье р. Воркута) пелоидные известняки переслаиваются с пелоидно-биокластовыми и пелоидно-пелитоморфно-микрозернистыми известняками. Однако в карьере «Георесурс», как и на руч. Тангепче пелоидосодержащие известняки распространены в низах свиты (около 5 м), а в разрезе «Цементнозаводской» – приурочены к ее верхней части (около 5 м). Важно отметить, что нижняя часть свиты (около 10 м) в карьере «Цементнозаводской» сложена тонкопереслаивающимися силицитами, аргиллитами, микстолитами, кремнистыми и пелитоморфно-микрозернистыми известняками и это единственный разрез с таким строением.

Согласно данным химического анализа пелоидных известняков на долю компонента CaCO_3 приходится 77–91%, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – менее 1%, а содержание нерастворимого остатка варьирует от 9 до 23%, который представлен глинистыми минералами, кварцем и полевыми шпатами. Максимальное содержание нерастворимого остатка отмечено в известняках с петельчатой и сланцеватой текстурами.

Совместно с пелоидами в пелоидосодержащих известняках распространены створки остракод, членики криноидей, пеллециподо-гастроподовая кластика, остатки брахиопод, реже фораминифер и аммоноидей. Часто органические остатки несут следы сверления. В разрезе «Цементнозаводской» в пелоидно-биокластовых известняках отмечаются онкоиды размером 3–5 мм в диаметре, обволакивающие фрагменты органических остатков. На руч. Тангепче в пелоидосодержащих известняках встречены тубифитесы (циано-бактериальные образования) с характерным для них зональным строением и их фраг-

менты. Также отмечены окатанные обломки (4–5 мм) пелитоморфных известняков, включающих био-кластику, на которых видны наросты, возможно, связанные с зарождением онкоидов.

Пелоиды, как правило, имеют четкие границы со связующей массой известняка пелитоморфно–микрозернистого строения, но отмечаются иногда и с границами, ближе к сгустковым образованиям. В пелоидосодержащих известняках обнаруживаются светлые участки, выполненные тонкозернистым кальцитом, на фоне которых темные пелоиды резко контрастируют. При микроскопическом изучении известняков сезымской свиты по морфологии, внутреннему строению и генезису выделены следующие группы пелоидов, как правило, находящиеся совместно в одном образце.

Первая группа пелоидов с идеально округлой формой диаметром 0.02–0.30 мм имеет наиболее широкое распространение. По внутреннему строению эта группа подразделяется на бесструктурные, концентрически-зональные, радиально-лучистые и пелоиды с реликтами органических остатков. Среди них чаще всего встречаются бесструктурные пелоиды и несколько реже с концентрически-зональным строением. В последних имеются две-три зоны, выдержанные по ширине и отличающиеся по цвету и размеру зерен кальцита. Обычно внешняя зона более темная по цвету и сложена пелитоморфным кальцитом, а центральная более светлая – тонко-микрозернистым. Редко наблюдаются зоны из призматического и волокнистого кальцита. В пелоидах с радиально – лучистым строением на фоне темного пелитоморфного кальцита выделяются более светлые лучи, прослеживающиеся от центра к периферии. Строение этих пелоидов имеет сходство с пластинками морских ежей. Отмечаются также идеально округлые пелоиды, в центре которых находится фауна, чаще всего это фрагменты иглокожих. В пелоидных известняках часто содержатся кальцисферы с ясно-кристаллическим внутренним строением. Форма и размер их соответствует пелоидам этой группы. В некоторых кальцисферах наблюдается постепенная грануляция от периметра к центру. Пелоиды с идеально округлой формой, вероятно, образовались в результате грануляции кальцисфер и органических остатков. Некоторые авторы связывают этот процесс с деятельностью цианобактерий (или сине-зеленых водорослей) [Фортунатова и др., 2005; Маслов, 1973]. В изученных породах на присутствие цианобактерий возможно указывают следы сверлений органических остатков и наличие онкоидов,

Во 2-ю группу объединены разные по морфологии (овальные, уплощено-округлые, бобовидные) пелоиды, часто без внутреннего строения. Их форма и размеры сходны с остатками фораминифер, иглокожих, брахиопод и пелеципод, присутствующих в этом же шлифе и частично подвергнутых грануляции. Образование этой группы пелоидов так же связывается с процессами грануляции разных органических остатков.

Пелоиды 3-й группы имеют вытянутую эллипсоидную или полукруглую форму размером от 0.08 до 1.6 мм и всегда содержат одну створку остракоды. Створка остракоды обычно расположена на границе пелоида и связующей массы породы. В пелоидах этой группы иногда присутствуют включения обломков кварца алевритовой размерности и биокластика шламовой размерности. По распространенности они уступают пелоидам первых двух групп. Пелоиды данной группы сопоставляются с формовыми пелоидами [Flügel, 2004] или комки заполнения [Фортунатова и др., 2005], но не исключено, что некоторые из них могут являться интракластами.

К пелоидам 4-й группы отнесены крупные комки размером до 5 мм неправильной, иногда относительно изометричной формы. Они содержат органические остатки, зерна кварца, а также и пелоиды меньших размеров. Эту группу пелоидов мы интерпретируем как интракласты.

Таким образом, впервые в составе сезымской свиты в пределах Косью-Роговской впадины выделены пелоидные известняки, выявлено их распространение на площади и в разрезе. По морфологическим признакам и внутреннему строению выделено четыре их группы. Образование первых двух групп пелоидов, наиболее распространенных в сезымской свите, объясняется грануляцией органических остатков, третья группа возникла в результате

заполнения створок остракод, а четвертая трактуется как интрокласты. В целом, согласно литературным данным, пелоидные образования характерны для мелководных обстановок осадконакопления. Интерпретация глубины образования осадков всегда остается наиболее спорным вопросом в литологии и, в частности, в образовании сезымских отложений. Полученные данные, могут говорить, только о том, что это были не батинальные условия, как считают некоторые исследователи.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект 15-18-5-47).

Литература

Инкина Н.С. Некоторые структурно-текстурные особенности нижнепермских пород сезымской свиты Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 162–167.

Мальшичева О.Е., Молин В.А. Литолого-палеонтологическая характеристика сезымской (сезымской) свиты в стратотипическом разрезе // Фанерозой Европейского северо-востока России. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1992. С. 72–85.

Маслов В.П. Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). М.: Наука, 1973. 267 с.

Тимонин Н.И., Беляев А.А. Характер контактов пермских и каменноугольных отложений на северо-востоке Печорской плиты. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2002. 52 с.

Устрицкий В.И. О характере контакта перми и карбона на Пай-Хое // Сборник статей по геологии Арктики. Л.: НИИГА, 1958. С. 3–14.

Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 170 с.

Фортулатова Н.К., Карцева О.А., Баранова А.В., Агафонова Г.В., Офман И.П. Атлас структурных компонентов карбонатных пород. М.: ВНИГРИ, 2005. 440 с.

El Ayyat A.M. Modes of origin and genetic pathways of peloids within the Duwi Formation (late Cretaceous) in Eastern and Western deserts of Egypt: A petrologic perspective // Sed. Geol. 2015. V. 18. P. 20–39.

Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin, Heidelberg, N.Y.: Springer-Verlag, 2004. 976 p.

Tucker M., Wright P. Carbonate sedimentology. Oxford: Blackwell Science Ltd., 2002. 482 p.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИЗЕЙСКОЙ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ

Исаева Г.А.

*Пермский государственный национальный исследовательский университет,
galina-pgu@yandex.ru*

На территории Пермского края в разрезе палеозоя промышленные запасы нефти, в основном, приурочены к девонским, каменноугольным и нижнепермским отложениям [Бычков и др., 2013]. Терригенные коллектора карбона относятся к континентальной песчано-глинистой угленосной косьвинско-тульской ($C_{1ks}-C_{1tl_1}$) формации визейского возраста Волго-Уральского бассейна. Образование осадков данной формации происходило в условиях аллювиально-дельтовой равнины. Гумидный климат предопределял полноводность речных долин, их хорошую разработанность, развитие широких аккумулятивных террас и русел. В приустьевой зоне были распространены подводная часть дельты, косы, бары, пересыпи, заливы, лагуны и приморские озера [Пахомов, Пахомов, 1980]. Как следствие, визейская терригенная толща имеет неоднородное литолого-фациальное строение, что за-

трудняет детальную послойную корреляцию разрезов даже близко расположенных скважин [Стукова, Винокурова, 2013].

Глинистое вещество, содержащееся в составе осадочных пород, включает в себе весьма ценную информацию о процессах литогенеза, которая может быть использована для решения широкого круга геологических задач [Дриц, Коссовская, 1990]. В случае пород-коллекторов тонкодисперсные глинистые минералы могут оказать весьма негативное влияние на процессы разработки месторождений, поэтому существует необходимость их изучения.

Исследования пород бобриковского горизонта из скважин Ольховского, Уньвинского и Сибирского месторождений Пермского края в шлифах, а также с помощью рентгенофазового, рентгенфлуоресцентного, термического, микронзондового анализа и электронной микроскопии, позволяет сделать некоторые выводы о составе и закономерностях изменения состава пелитовой фракции пород продуктивных пластов визейского комплекса.

Изученные отложения сложены преимущественно мономинеральными кварцевыми песчаниками, характеризуются разнозернистой, мелко-среднезернистой структурой. Цемент порово-базальный и конформный по типу, по составу – глинистый, глинисто-карбонатный, сульфатно-карбонатный. Реже в разрезах присутствуют алевролиты, аргиллиты и породы смешанного состава. Микронзондовый анализ позволил установить большее разнообразие типов цемента по вещественному составу: кремнеземистый (халцедоновый), глинистый (каолинитовый, гидрослюдистый), глиноземистый (алузитовый), карбонатный (кальцитовый, анкеритовый, сидеритовый), гидроксидный (гидрогетитовый), сульфатный (ангидритовый), с учетом преобладающего компонента и большое количество смешанных по составу типов цементации, наложенных друг на друга в течение геологического времени.

Содержание глинистой фракции (менее 0.01 мм) песчаных пород составляет в основном 2–3% и менее, в алевролитах – 9–10%. Глинистые минералы пелитовой фракции для песчаных и алевролитово-песчаных разностей пород представлены преимущественно каолинитом с незначительными количествами иллита. Часто наблюдается высокая доля кварца (до 90–97%). По мере уменьшения гранулометрического состава, наблюдается возрастание доли иллита в составе тонкодисперсного вещества. Аргиллиты и алевроаргиллиты в большинстве случаев сложены ассоциацией хлорит-иллит-каолинитового состава.

Каолинит заполняет поровое пространство в виде сплошной массы, в некоторых случаях наблюдается в форме чешуйчатых и «червеобразных» агрегатов, либо частично замещает редкие зерна калиевого полевого шпата. На дифрактограммах прослеживается уменьшение структурного совершенства каолинита в алевролитах верхней части изученных разрезов продуктивных отложений, что проявляется в уширении рефлексов и их смещении в сторону увеличения межплоскостного расстояния. Помимо рентгеноструктурного анализа, низкая степень совершенства проявляется и на кривых нагревания.

Благоприятной средой для образования каолинита считаются обстановки с низкими значениями pH, а именно в корах выветривания при тропическом гумидном климате и субстратах торфяников [Япаскурт, 2008]. Основным источником материала объектов исследования служили отложения элювия денудационной равнины, находившейся на северо-западе от бассейна седиментации [Пахомов, Пахомов, 1980]. Для обстановок формирования визейских терригенных отложений были характерны и обстановки с низкой динамикой вод и обилием органики, так что каолинит мог образоваться на стадии диагенеза, либо преобразоваться из аллотигенного, приобретая дефектность. Отмечается также, что интенсивное разупорядочение структуры каолинита происходит при переходе от континентальных к морским осадкам [Япаскурт, 2008].

Диоктаэдрические слюды на дифрактограммах диагностируются по рефлексу на 10 анг. На этих углах отмечается широкое отражение, которое по смещению в ориентированных препаратах, насыщенных глицерином, свидетельствует о содержании 5–10% лабильных межслоев, что позволяет отнести его к слюдам с дефицитом межслоевых катионов – иллиту (иллит-смектиту). Нахождение иллита в ассоциации с каолинитом указывает

на единый источник сноса первичного материала. Принесенный в бассейн седиментации компонент, вероятнее всего, относился к группе диоктаэдрических смектитов, либо представлял собой смешанослойное образование ряда иллит-смектит, и уже в процессе постседиментационного преобразования трансформировался до иллита.

Хлориты отмечаются только совместно с другими глинистыми минералами. На дифрактограммах ориентированных препаратов нечетные отражения имеют более низкую интенсивность, чем четные, что свидетельствует о железистом составе минерала.

В алевролитах на контакте сульфатного (ангидритового) цемента и глинистого вещества микронзондовым анализом установлены алюмофосфаты, которые по данным рентгенофазового анализа глинистой фракции соответствует минералу группы алунита – сванбергиту – $SrAl_3(SO_4)(PO_4)(OH)_6$ (диагностирован при помощи базы данных PDF-2). Наличие сульфатов говорит о поступлении вод повышенной солености в седиментационный бассейн на момент формирования пород. В дальнейшем, диагенетическое преобразование пород при участии органического вещества привело к образованию алюмофосфатов.

Из присутствующих в составе обломочных и глинистых пород визейских продуктивных отложений наиболее подверженным процессам техногенных изменений является иллит (иллит-смектит). Так, исследования последних десятилетий [Кринари и др., 2003] показали, что замещение «иллитовых» (жестких) межслоевых промежутков на «смектитовые» (разбухающие) в составе смешанослойных образований даже в небольших количествах могут оказывать негативное влияние на процессы фильтрации по технологии заводнения скважин.

Таким образом, состав глинистой фракции терригенных визейских отложений связан, прежде всего, с условиями седиментации. При интенсивной динамике среды отлагался только каолинит, в то время как иллит, ввиду крайне малых размеров, концентрировался в значительных количествах в пойменных и болотных обстановках. Более однозначное установление источников сноса и механизмов трансформации глинистого вещества требуют дальнейших более детальных исследований.

Литература

Бычков С.Г., Неганов В.М., Мичурин А.В. Нефтегазогеологическое районирование территории Пермского края // Нефтегазовое дело (электронный журнал). 2010. Вып. 2. http://ogbus.ru/authors/Vuchkov/Vuchkov_2.pdf

Дриц А.Г., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.

Кринари Г.А., Королев Э.А., Пикалев С.Н. Вулканокластический материал в палеозойской тоще Татарстана: методы выявления и роль в нефтедобыче // Литосфера. 2003. № 1. С. 27–38.

Пахомов В.И., Пахомов И.В. Визейская угленосная формация западного склона Среднего Урала и Приуралья. М.: Недра, 1980. 152 с.

Стукова Т.В., Винокурова Е.Е. Комплексный подход при создании литолого-фациальных моделей пластов-коллекторов визейских терригенных отложений в Пермском крае // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Т. III. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 174–176.

Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного поро- до- и рудообразования. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.

СЛОИ С ЖЕЛЕЗИСТЫМИ ООЛИТАМИ В СРЕДНЕМ ОРДОВИКЕ ВОСТОЧНОЙ БАЛТОСКАНДИИ: РЕГИОНАЛЬНАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ АНОМАЛИЯ

Искюль Г.С.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,
geo-iskyul@yandex.ru, gerald7@yandex.ru*

В отложениях среднего и верхнего ордовика Балтийского палеобассейна от северо-запада России до Норвегии и Белоруссии отдельные уровни обогащены гетитовыми оолитами чечевичной формы (далее оолиты). Ареалы распространения оолитовых пород («чечевичных слоев») в общих чертах совпадают с областями мелководной седиментации по периферии Финской и Белорусской областей палеосуши. Большинство исследователей полагают, что оолиты маркируют стадии низкого стояния уровня моря [Дронов, 2000; Зайцев, Барабошкин, 2006; Пылма, 1982; Sturesson et al., 1999]. При этом одни исследователи считают, что оолиты первоначально росли на мелководных хардграундах и затем переотлагались в более глубоководных участках палеобассейна [Sturesson et al., 2000]. Другие предполагают рост оолитов в илу на геохимическом барьере, располагавшемся вблизи раздела «вода-осадок» [Зайцев, Барабошкин, 2006]. Нужно отметить, что любым генетическим построениям, в т.ч. выводам об автохтонности/аллохтонности оолитов, должен предшествовать тщательный стратиграфический и литофациальный анализ отложений и, в частности, изучение особенностей латеральных переходов между «чечевичными слоями» и породами без оолитов.

Такие исследования были впервые проведены автором на разрезах кундаского горизонта русской части Балтийско-Ладожского глинта, с востока на запад: р. Лынна, р. Волхов, карьер Войбокало, р. Лава, карьер Путилово, р. Поповка, г. Кирхгоф, карьер у д. Нижняя, р. Копорка, карьер Широково. Кундаский горизонт соответствует нижней части дарривильского яруса среднего ордовика и состоит из трех подгоризонтов ($V_{III\alpha}$, $V_{III\beta}$ и $V_{III\gamma}$). Горизонт сложен известняками с биокластовыми структурами вакстоуна, пакстоуна и, редко, грейнстоуна; оолиты наблюдаются в нем на трех уровнях.

Первый уровень – *вокаская пачка* («нижний чечевичный слой») развита в отложениях подгоризонта $V_{III\alpha}$ -низов подгоризонта $V_{III\beta}$ на всем протяжении глинта. Характерны глинистые известняки (вакстоун/мадстоун) с редкими прослоями глин и мергелей. Оолиты мелкие (< 1 мм) и крупные (1–2.5 мм), на латеральных и стратиграфических границах пачки преобладают псевдо-оолиты. Нижняя граница резко диахронна, верхняя – относительно изохронна, что отчетливо видно по их соотношению с фосфатными поверхностями перерыва на границах $V_{III\alpha}$ [Иванцов, 1990].

Второй уровень – *синявинская пачка* локально развита в средней части подгоризонта $V_{III\gamma}$ (карьер Путилово, р. Лава, р. Волхов у плотины ГРЭС); вместе с напаской пачкой объединяется под названием «верхнего чечевичного слоя». Границы диахронны, набор пород аналогичен вокаской пачке.

Третий уровень – *напаская пачка* слагает редуцированные разрезы верхней части $V_{III\gamma}$ от р. Поповка до карьера Широково и далее до восточной Эстонии. Границы диахронны, породы варьируют от глинистых (вакстоун/мадстоун) до слабо-глинистых (пакстоун/мадстоун) известняков. Характерны мелкие оолиты и псевдо-оолиты.

По результатам послонной корреляции «чечевичных слоев» установлена последовательность четырех литофаций (ЛФ): ЛФ-1 – красноцветные известняки и карбонатные глины со гнездами псевдо-оолитов; ЛФ-2 – известняки и карбонатные глины с частыми псевдо-оолитами; ЛФ-3 – известняки и слабо карбонатные глины с частыми мелкими оолитами; ЛФ-4 – известняки и слабо карбонатные глины с частыми крупными оолитами. В таком порядке, в частности, смена ЛФ наблюдается от дистали «чечевичных слоев» (где они переходят в фоновые отложения) в сторону их внутренних, более мелководных частей.

Результаты детальной корреляции оолитовых и фоновых разрезов и изучения их литолого-фациальных особенностей (структур, текстур, содержания алеврито-глинистого компонента) позволяют сделать следующие выводы.

Во-первых, оолиты – (суб-) автохтонный компонент осадков, являющийся сигналом мутации части фациального профиля. С появлением оолитов начинают фиксироваться малоамплитудные изменения вещественного и текстурного характера отложений, которые усиливаются по латерали в сторону проксимальных оолитосодержащих литофаций. Эти изменения имеют аномальный характер, т.к. их направленность противоположна региональной тенденции изменения вмещающих и, что особенно важно, латерально замещающих отложений. Фактически, можно говорить о двух типах литофаций: *фоновых* (слагающих 80–100% разреза) и *оолитосодержащих*.

С востока на запад наблюдается постепенная редукция кундаского горизонта. В фоновых отложениях при этом наблюдается постепенное выклинивание глинистых прослоев, очень медленное повышение чистоты известняков (~1% на 10 км) и появление в них частых поверхностей перерыва. На латеральной границе с оолитосодержащими литофациями на всех стратиграфических уровнях происходят обратные явления: 1) увеличение алеврито-глинистой примеси в известняках на 2–5%, локально даже на 10–14%; 2) утолщение прослоев глин и/или появление новых; 3) исчезновение «незрелых» и ослабление «зрелых» фосфатизированных поверхностей перерыва. Эти изменения происходят на коротких дистанциях (расстояние между разрезами 1–3 км) и не отражены в подстилающих и перекрывающих фоновых породах. В наиболее протяженной вокаской пачке в западном направлении, несмотря на прогрессирующую редукцию мощности, продолжает фиксироваться слабый рост алеврито-глинистой примеси в известняках – в верхней части $V_{III\alpha}$ от 20% (рр. Лынна и Волхов) до 26–28% (рр. Лава, Поповка), в подошве $V_{III\beta}$ от 20% (рр. Лынна и Волхов) до 22–24% (р. Лава). При этом в подошве перекрывающих фоновых известняков содержание алеврито-глинистой примеси уменьшается от 21% (р. Лынна – р. Волхов) до 13% (р. Лава) и 9% (р. Поповка – р. Копорка). Такие разнонаправленные изменения приводят к тому, что граница между вокаским и над-вокаским интервалами на восточных и западных разрезах русского глинта выглядит по-разному. В восточных разрезах (р. Лынна у д. Хамонтово) оолитосодержащие известняки и перекрывающие фоновые известняки почти не различаются по карбонатности. На западных разрезах при пересечении данного уровня фиксируется скачок карбонатности (карьер Войбокало и западнее до границы с Эстонией).

Если описанные выше изменения фоновых отложений вдоль глинта объясняются усилением придонной гидродинамики в сторону мелководья [Дронов, 2000; Искюль, 2013], то противоположные тенденции в «чечевичных слоях» не могут быть объяснены в сходном ключе. Так, «чечевичные слои» едины в палеоструктурном плане с фоновыми отложениями и вместе с ними утоняются к западу (в сторону палеоберега); между тем, ослабление гидродинамики привело бы к усилению аккумуляции и увеличению мощности отложений. Седиментологической загадкой является сильная редукция вокаской пачки (в 5–10 раз относительно ее фоновых стратиграфических аналогов), при которой сохраняется бистратиграфическая полнота разреза и биокласто-иловый характер известняков. Между тем, сходная редукция в над-вокаских известняках сопровождается уменьшением доли илового компонента и появлением относительно «промытых» биокластовых структур пакстоуна и даже грейнстоуна.

В прослоях глин, переходящих из фоновых отложений в оолитосодержащие, фиксируется уменьшение количества мелкой раковинной фауны, которое коррелирует с увеличением размера оолитов. Так, в прослое глин, маркирующем подошву $V_{III\beta}$, с востока на запад сменяются псевдо-оолиты (ЛФ-1, р. Лынна), мелкие оолиты (ЛФ-2, р. Волхов), крупные оолиты (ЛФ-4, карьер Войбокало – р. Копорка и западнее). От р. Лынна к карьере Войбокало количество створок брахиопод уменьшается в 5 раз, створок остракод – в 12 раз, фрагментов иглокожих – в 35 раз (почти исчезают); обедненный мелко-раковинный комплекс наблюдается от карьера Войбокало, по крайней мере, до р. Копорка. Обеднение ком-

плекса имеет под собой палеоэкологические причины (какие-неясно) и не связаны ни с растворением биокластов в осадке, ни с «сокрытием» их внутри растущих оолитов. В фоновых глинистых прослоях количественные изменения такой амплитуды и направленности не зафиксированы.

Во-вторых, несмотря на то, что оолитовые литофации приурочены к областями мелководной седиментации, они мало чувствительны к высокочастотным колебаниям уровня моря (реконструированным по фоновым фациям) и могут быть одинаково представлены как в регрессивной, так и в трансгрессивной частях циклитов.

В-третьих, генетическая связь оолитов с хардграундами и сколько-нибудь значимое переотложение оолитов [Sturesson et al., 2000] представляются сомнительными. Во первых, в ряде пространственно изолированных «чечевичных слоев» (синявинская пачка и др.) хардграунды отсутствуют. Во вторых, для «чечевичных слоев» характерно резкое преобладание псевдо-оолитов над оолитами в дистальных ЛФ-1 и ЛФ-2, что не может быть результатом переотложения и гидродинамической сепарации аллохем (псевдо-оолиты отличаются не гидравлической крупностью, а количеством гетитовых оболочек). Гетитовые оолиты и псевдо-оолиты захоронены в глинистых и карбонатных илах, что делает более вероятной гипотезу о росте оолитов на геохимическом барьере [Зайцев, Барабошкин, 2006].

Можно заключить, что оолитосодержащие литофации во многих случаях оказываются независимы от фоновой фациальной зональности и колебаний уровня моря, приводивших к сдвигу фоновых литофаций. Эта особенность должна учитываться при цикло- и секвенс-стратиграфических построениях. В рамках существующих седиментологических моделей, как «гидродинамических» [Дронов, 2000; Зайцев, Барабошкин, 2006; Искюль, 2013], так и «вулканогенных» [Sturesson et al., 2000], трудно объяснить литолого-фациальные и палеоэкологические изменения, наблюдаемые на латеральном профиле от фоновых отложений к оолитосодержащим. Аномальные черты последних указывают на действие какого-то азонального фактора, периодически влиявшего на седиментогенез в региональном масштабе. Например, этим фактором могли быть флюидные разгрузки и связанное с ними развитие специфической микробиоты (см. [Беленицкая, 2008]). Ожидается, что сходные особенности оолитосодержащих литофаций будут обнаружены и на других уровнях среднего и верхнего ордовика.

Литература

Беленицкая Г.А. Типы седиментогенеза: расширенный вариант классификации // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 29–45.

Дронов А.В. Секвенс-стратиграфия ордовикского палеобассейна Балтоскандии. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: СПбГУ, 2000. 34 с.

Зайцев А.В., Барабошкин Е.Ю. Стратиграфические перерывы в нижне-среднеордовикских отложениях северо-запада Русской плиты // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2006. № 3. С. 16–24.

Иванцов А.Ю. О возрасте нижнего «чечевичного слоя» (ордовик Ленинградской области) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 5. С. 56–60.

Искюль Г.С. Следы штормовой седиментации в известняках кундаского горизонта (средний ордовик) Ленинградской области // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 12–20.

Пылма Л.О. Сравнительная литология карбонатных пород Северной и Средней Прибалтики. Таллин: Валгус, 1982. 152 с.

Sturesson U., Dronov A., Saadre T. Lower Ordovician iron ooids and associated oolitic clays in Russia and Estonia: a clue to the origin of iron oolites? // Sedim. Geol. 1999. V. 123. P. 63–80.

Sturesson U., Heikoop J.M., Risk M.J. Modern and Palaeozoic iron ooids—a similar volcanic origin // Sed. Geol. 2000. V. 136. P. 137–146.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЛИНЫ р. БОДРАК (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

Кириллова П.А., Васильева К.Ю., Ершова В.Б.

Санкт-Петербургский государственный университет, poli-94@yandex.ru

Объектом данного исследования являются меловые и палеогеновые породы, обнажающиеся в долине р. Бодрак, юго-западный Крым. На исследуемой территории вскрывается мощная (около 1 км) толща нижнемеловых-эоценовых мелководных и глубоководных карбонатных пород. Целью настоящей работы было изучение постседиментационных преобразований карбонатных пород мела-палеогена с помощью петрографических и катодолюминесцентных исследований и отбор образцов для дальнейших хеомстратиграфических датировок.

Исследуемая территория представляет собой горную местность, образованную в результате киммерийской и альпийской складчатостей [Никишин и др., 2006]. Терригенные и вулканогенно-осадочные породы триаса-юры смяты в складки и перекрыты различными по возрасту меловыми отложениями. Породы мела-палеогена образуют платформенный чехол, полого падая на север-северо-запад под углами 5–12°. Мел-палеогеновые отложения исследуемой территории разделены на 9 свит [Никитин, Болотов, 2006]: резанскую (готерив-валанжин), сельбухринскую (альб-сеноман), белогорскую (сеноман), прохладненскую (турон-коньяк), кудринскую (сантон-кампан-маастрихт), белокаменскую (даний), качинскую (танет), бахчисарайскую (ипр-лютет) и симферопольскую (ипр). Породы представлены известняками в разной степени глинистыми и песчанистыми, мергелями, глинами и песчаниками.

Материалом для исследования послужили 13 образцов из мел-палеогеновых отложений. Петрографические и катодолюминесцентные (КЛ) исследования проводились на микроскопе Olympus BX-53 с приставкой СИТЛ-5 для холодной катодолюминесценции (рабочие параметры – 0.003 mBar, 324 mV и 6–10 uA).

Из резанской свиты нами были изучены 2 образца – коралла и жеодки с яснокристаллическим кальцитом. Коралл перекристаллизован, характеризуется темно-бордовым КЛ-свечением, некоторые поры заполнены вторичным кальцитом с зональным оранжево-бордовым КЛ-свечением. Из-за значительного изменения породы и привноса сторонних растворов, сформировавших вторичный пустотный кальцит, использовать данный образец для целей хеомстратиграфии нельзя. Жеодка с кальцитом имеет неоднородное, часто зональное, рыже-коричневое КЛ-свечение. Цемент вторичный, образует вытянутые кристаллы, у которых в проходящем свете отмечаются 2 зоны: в основании роста – темные, в отдалении от него кристаллы становятся светлее. Таким образом, можно сделать вывод, что этот образец претерпел значительные вторичные изменения, что не позволяет нам говорить о его пригодности для целей хеомстратиграфии.

Из прохладненской свиты изучен 1 образец фораминиферового известняка с микритовым матриксом. Матрикс характеризуется темно-бордовым слабо неоднородным КЛ-свечением, близким к свечению фораминифер. Фораминиферы обладают темно-бордовым свечением, иногда свечение отсутствует.

В кровле прохладненской свиты нами был отобран образец фораминиферового известняка. Тонкокристаллический карбонатный матрикс при КЛ имеет темно-бордовое свечение, не отличимое от свечения фораминифер.

Из кудринской свиты было изучено 3 образца. Из кровли отобраны образцы с иноцеррамидами. Образец из кампанского яруса – мелкодетритовый известняк с крупными обломками раковин иноцерраид. Матрикс породы практически не обладает КЛ-свечением, то есть эта часть образца пригодна для целей хеомстратиграфии. Раковина иноцерраида окремнена

и характеризуется красным КЛ-свечением на неокремненных участках и отсутствием свечения – на окремненных. Так как окремнение – явно процесс наложенный, мы делаем вывод о том, что данный объект нельзя использовать для хемотратиграфических исследований.

Последний образец в кудринской свите – песчаный известняк с иноцерамидами. Количество обломочных зерен кварца – около 25–30%, что не позволяет использовать матрикс породы для целей хемотратиграфии.

Из белокаменной свиты нами был отобран образец криноидно-мшанкового известняка. Хотя пористость породы довольно высокая, как и у образца из резанской свиты, вторичного цемента здесь нет. КЛ-свечения отсутствуют, поэтому этот образец не несет признаков значительных постседиментационных изменений и подходит для целей хемотратиграфии.

Из симферопольской свиты нами был отобран образец нуммулитового известняка. У нуммулитид отмечается очень слабое фиолетово-коричневое КЛ-свечение. В слагающей породе матрикс есть единичные перекристаллизованные зерна, имеющие рыже-коричневое КЛ-свечение. Из-за своей малой измененности данная порода подходит для хемотратиграфических исследований.

Исследовав петрографические и катодолюминесцентные характеристики пород мелапалеогена исследуемого региона, мы делаем следующие выводы: 1) наименее измененными породами, то есть подходящими для хемотратиграфических исследований, являются глубоководные фораминиферовые известняки прохладненской и кудринской свит; 2) наиболее устойчивыми к вторичным изменениям являются скелеты белемнитов и нуммулитид, наименее устойчивы к вторичным изменениям пористые скелеты кораллы, поры в которых могут заполняться более поздним цементом, и раковины иноцерамов, которые могут окремняться в процессе диа- и катагенетических преобразований; 3) несмотря на видимое отсутствие вторичных изменений, песчаные известняки верха кудринской свиты также не подходят для хемотратиграфических исследований из-за значительной примеси терригенной составляющей.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 16-35-00370.

Литература

Никитин М.Ю., Болотов С.Н. Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. Альбом рисунков по второй учебной геологической практике. Часть I. М.: Изд-во МГУ, 2006. 136 с.

Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копаевич Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О. Геологическая история Бахчисарайского района (учебное пособие по Крымской практике). М.: Изд-во МГУ, 2006, 60 с.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИШЛИНСКОГО ГРАБЕНА (БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ)

Ковалев С.С.

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, sgkv1984@gmail.com

Обобщенный состав машакской (RF₂) свиты характеризуется наличием горизонтов субвулканических и эффузивных пород основного и кислого состава, их пирокластических разновидностей, а также конгломератов, песчаников, алевролитов и углеродисто-глинистых сланцев. Наиболее детально отложения свиты описаны в Машакской и Шатакской палеорифтогенных структурах [Парначев и др., 1986; Ковалев и др., 2013а]. В то же время, отложения среднерифейского возраста, распространенные в других структурах остаются слабо изученными. Нами было проведено детальное изучение серии разрезов в Улуелгинско-Ку-

дашмановской зоне, которая структурно приурочена к Ишлинскому грабену, располагаясь непосредственно в зоне Юрюзано-Зюраткульского разлома. Отложения распространены в виде узкой (100–250 м) полосы субмеридионального простирания, прослеженной на расстоянии около 15 км и сложенной вулканогенно-осадочными породами машакской свиты.

Терригенные породы зоны представлены серицит-кварцевыми алевросланцами и углеродсодержащими сланцами с четкой границей между ними. Первые сложены слабоокатанными и остроугольными обломками кварца алевропелитовой размерности, сцементированные тонкочешуйчатым серицитом. В качестве акцессорных минералов в них присутствуют многочисленные неясно выраженные цепочечные обособления, представленные монацитом, цирконом, рутилом и сульфидами, имеющими изометричную форму. Основным отличием углеродсодержащих сланцев от алевросланцев является пелитовая размерность зерен кварца и присутствие углерода, который образует послойно-полосовидные и шнуровидные выделения однородного строения. Его содержание колеблется от 1.1 до 2.6%, достигая максимальных значений в экзоконтактовых зонах, где породы приобретают темный пепельно-серый оттенок. При изучении образцов углеродсодержащих сланцев в отраженном свете в однородной массе установлены мелкие (0.01 мм и менее) чешуйки, обладающие хорошо наблюдаемой яркой оптической анизотропией характерной для графита. Основная масса углеродистого вещества (УВ) изотропна либо обладает слабой анизотропией с прямым или облачным погасанием, что позволяет отнести его к УВ керит-антраксолитового ряда. Изучение термических характеристик показало, что УВ характеризуется сложным фазовым составом. В нем присутствуют асфальтиты, керит, оксикерит и скрытокристаллический графит.

Изотопный состав углерода из черносланцевых пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны изменяется в пределах от –24.3 до –29.1‰. Кроме того устанавливается относительно четко проявленное «утяжеление» изотопного состава с глубиной, что объясняется влиянием двух процессов, первый из которых заключается в опережающей интрузивный магматизм флюидной проработке осадочного субстрата, что приводит к наблюдаемому «утяжелению» изотопного состава углерода с глубиной. Второй – более поздний по времени – метаморфизм пород зоны, который усложняет общую картину и приводит к метаморфогенной графитизации первично биогенного УВ и, как следствие, обогащению углерода изотопом $\delta^{13}\text{C}$ [Ковалев и др., 2013б].

Характерной особенностью, как для первых, так и для вторых разновидностей пород, является значительная дислоцированность, выражающаяся в смятие, гофрировании, микробудинаже, завальцовке кварцевых обломков с мозаичным и облачным погасанием и формировании текстур пластического течения. Метасоматическая перекристаллизация пород выражается в укрупнение серицита с образованием крупночешуйчатого (до 5 мм по удлинению) мусковита и дорастании кварцевых обломков. В породах широко развита альбитизация, представленная прожилками и обособлениями неправильной формы различной мощности и карбонатизация с образованием карбонат(кальцит)-кварцевых прожилков. Кроме того, присутствуют прожилковидные обособления хлорита (клинохлора).

Геохимические характеристики углеродсодержащих пород, нормализованные на кларк «силикатных» разновидностей черных сланцев по [Юдович, Кетрис, 1988], характеризуются определенной аномальностью, заключающейся в том, что всего лишь 3 элемента (K, Pb и Zr) имеют значения, превышающие или равные кларку, а из «рудогенных» элементов повышенные концентрации характерны для As, Te, Hg, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu и Zn. Кроме того, для терригенных пород зоны характерна Pt–Pd–Au–Ag благороднометаллическая специализация.

Магматические породы зоны представлены вулканоплутонической ассоциацией, включающей интрузивные габбро-долериты и эффузивы основного состава с небольшим количеством пирокластического материала. Для габбро-долеритов характерны реликтовые офитовые и габбровые структуры, фиксируемые в центральной части Улуелгинского разреза. Минеральный состав включает клинопироксен (авгит) в короткопризматических выделениях, замещающийся сине-зеленой роговой обманкой и зернистыми агрегатами бесцвет-

ного или со слабо проявленным оливковым оттенком клиноцоизита (эпидота); плагиоклаз в удлиненных широкотаблитчатых кристаллах альбитизированных, по краям которых развивается сосурит; титаномагнетит в ксеноморфных интерстициальных выделениях, замещающий агрегатом тонкозернистого сфена. В качестве аксессуаров в породах присутствуют циркон, апатит, рутил, сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин).

В крайней степени изменения интрузивные породы представляют собой карбонат(кальцит) эпидот(клиноцоизит)-альбит-кварц-хлоритовые сланцы и эпидот-альбит-кварц-амфиболовые(арфведсонитовые) породы массивной текстуры. В центральной части зоны наблюдается зональное строение апомагматического тела: верхняя часть сложена карбонатизированными альбит-кварц-хлоритовыми сланцами, а нижняя – амфиболитами альбит-кварц-арфведсонитового состава.

Эффузивные метабазальты имеют мелкозернистую, реликтовую порфирированную и интерсервальную структуру и массивную текстуру. Сложены они разноориентированными лейстами плагиоклаза, клинопироксеном, нацело замещенным эпидотом и хлоритом, а также девитрифицированным вулканическим стеклом.

Маломощные прослои литокристаллокластических туфопесчаников сложены остроугольными обломками кварца и полевого шпата либо кварц-полевошпатовыми сростками с матриксом представленным тонкочешуйчатым агрегатом хлорита. Иногда фиксируются мелкие темные обломки девитрифицированного вулканического стекла. Совместно с метабазальтами они расланцованы и превращены в эпидот-кварц-хлоритовые породы.

Геохимические характеристики апомагматических пород характеризуются четко проявленной обогащенностью группой легких лантаноидов при преобладании **Се над La**, а также европиевым минимумом, свидетельствующим о возможной дифференциации расплава (отсадке плагиоклаза) в промежуточной камере. Кроме того породам свойственна обогащенность высоkozарядными элементами, а также **U, Th, Pb при значительной дисперсии Cs, Rb и пониженных количествах циркония**. По сравнению с одновозрастными породами Шатакского комплекса апомагматические образования Улуелгинско-Кудашмановской зоны заметно обеднены средними и тяжелыми РЗЭ, а также барием и стронцием. При этом тренд нормализованных содержаний РЗЭ практически полностью идентичен тренду базальтов каранской подсветы Шатакского комплекса.

Таким образом, приведенная выше литолого-петрографическая и геохимическая характеристика среднерифейских отложений Ишлинского грабена свидетельствует о том, что терригенные породы Улуелгинско-Кудашмановской зоны, вероятнее всего, сформировались в более глубоководной обстановке, чем грубо терригенные отложения Шатакского комплекса и наращивают разрез по латерали в сторону океанического палеобассейна. Магматические породы являются комагматами вулканоплутонической ассоциации пород Шатакского комплекса и позволяют детальнее характеризовать петрогенетические условия и геотектонические обстановки «машакского события» в среднерифейской истории развития региона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 16-35-00144).

Литература

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. Уфа: Дизайн Пресс, 2013а. 268 с.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Мичурин С.В., Ковалев С.С. Геология, минералогия и металлогенетическая специализация углеродсодержащих толщ Улуелгинско-Кудашмановской зоны (западный склон Южного Урала) // Литосфера. 2013б. № 3. С. 67–88.

Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 104 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

УНИКАЛЬНЫЕ РЕЛИКТОВЫЕ ЭДИАКАРСКИЕ СУБСТРАТЫ: МИКРОБИАЛЬНЫЕ МАТЫ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНЫХ РАВНИН ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ФРАНЦИИ

Колесников А.В.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, ppp853@gmail.com

Начиная с XV в. приливно-отливная равнина у г. Гиранд на западном побережье Франции используется для производства морской пищевой соли. На протяжении веков люди создавали искусственные системы запруд, в которые, за счет гравитационных приливных сил, поступала морская вода. Вода со временем испарялась, и начинала кристаллизоваться соль. Такие запруды местные жители называли «салинами». В экстремальных условиях высокой концентрации соли и отсутствия экологической конкуренции за пищевые ресурсы в мелководных салинах поселялись сообщества галофильных цианобактерий, образующие микробийальные маты. В результате особых условий, не меняющихся десятилетиями, дно салин выстилалось биоматами, образовавших уникальные, с литологической и геобиологической точек зрения, субстраты по своим облику и свойствам напоминающие эдиакарские.

В настоящее время на приливно-отливной равнине сооружено около 400 салин, и хозяйственно экономическая деятельность осуществляется преимущественно кооперативом *Salines de Guérande*. Каждая салина представляет собой систему искусственных резервуаров соединенных трубами или узкими каналами-канавками: 1) во время весенних приливов морская вода по подводящему каналу *étier* поступает в первый резервуар *vasiér* – там происходит первичное испарение и отстой мутной морской воды; 2) более чистая отстоявшаяся вода поступает в резервуар-лабиринт *cobier*; 3) далее, относительно чистая морская вода попадает в цепочку резервуаров *fares*, где, в результате длительного испарения, соленость воды повышается значительно до тех пор, пока не достигается максимум концентрации растворенной соли и чистоты; 4) получившийся рассол соленой воды достигает резервуаров *adernes*, которые, непосредственно, соединены шлюзом с последними в системе резервуарами *œillets*; 5) в резервуарах *œillets* происходит кристаллизация растворенной соли и сбор (сгребание) кристалликов соли на специальную площадку *ladure* сборщиками соли – палюдьерами (*paludier*). Галофильные цианобактерии образуют микробийальные маты, хорошо развивающиеся в резервуарах *fares* и *adernes*. Биоматы сильно разрастаются и выстилают дно резервуаров, способствуя его укреплению и фильтрации отстаивающейся морской воды, что так же важно для производства соли.

В резервуарах *fares* и *adernes* микробийальные маты способствуют образованию силикокластических биаламинитов. Термин «биаламинит» впервые был предложен G. Gerdes и W. Krumbein в 1987 г. для обозначения особого типа современных слоистых бентосных осадков, сформировавшихся при участии сообществ микроорганизмов на периферии песчаной отмели Гавиш Синайского полуострова [Gerdes, Krumbein, 1987]. Силикокластический биаламинит себхи Гавиш состоит из тончайших слоев кварцевого песка, чередующихся с захороненными бентосными популяциями микроорганизмов (преимущественно цианобактерий), при этом карбонатный материал отсутствует. Мощность слоев может составлять 50–500 мкм. Образование таких биаламинитов обусловлено периодичностью в поступлении небольших порций обломочного материала, в результате чего происходит колонизация осадка бентосными организмами во время перерывов в осадконакоплении и последующее захоронение популяций под слоем песка, достаточно тонким для того, чтобы цианобактерии смогли мигрировать через осадок, выходить на его поверхность и формировать новую популяцию. Современные биаламиниты были обнаружены на западном побережье Франции в рукотворных салинах, при этом ископаемая летопись биаламинитов остается слабоизученной. В настоящее время песчаники с биаламинитовой слоистостью установлены только в

верхнем протерозое в составе формации Nudaus (возраст 547 млн лет) Намибии, Wanimzi, Tamgarda и Imi-n-Tizi (возраст ~800 млн лет) горного хребта Антиатлас, Марокко [Bouougrri, Porada, 2002, 2007, 2011], басинской и зиганской свит (возраст ~547 млн лет) ашинской серии верхнего венда Южного Урала [Kolesnikov et al., 2015], где они характеризуют обстановки приливно-отливных и верхнеприливных равнин с признаками периодического осушения и переменной солености.

Толщина изученных образцов современных биаламинитов достигает 60 мм, а их возраст (по данным работников кооператива) 30 лет. Таким образом, предполагается, что скорость аккумуляции биаламинитов в изученных солинах составляет около 2 мм в год. Некоторые извлеченные образцы были высушены и проварены полимерным клеем для последующего изготовления петрографических шлифов. В шлифах оказалось видно, что биаламиниты представлены чередованием тончайших слоев (до 50 мкм) отмерших остатков цианобактерий с диатомовыми водорослями и кварцевого песка. Похожие текстурные особенности характерны для изученных образцов ископаемых биаламинитов из ашинской серии венда Южного Урала. Интересными текстурными особенностями обладают высохшие и неповрежденные человеком участки микробиальных матов: обнаружены полигональные трещины усыхания, текстуры нагрузки, эрозионные текстуры, текстуры пластично-вязкой деформации, следы перемещения живых организмов, кольцевые колонии микробных организмов, газокупольные образования, а также различные механические повреждения поверхности биоматов в результате действия эоловых процессов, гидродинамической активности и падения метеорных вод. Кроме того, в салине *Scovéno* у деревни *Kervalet* были обнаружены современные аналоги ископаемых остатков арумбериоморфных организмов, изучение которых пролило свет на проблемы происхождения и интерпретации проблематичных организмов (более подробно см. публикацию А.В. Колесникова и Д.В. Гражданкина в материалах 11 Уральского литологического совещания).

Приливно-отливные равнины и рукотворные солины представляют огромный интерес для литологов, геологов, палеонтологов и, вообще, широкого круга исследователей. Если, прогуливаясь по узким перегородкам резервуаров солин, абстрагироваться от окружающего современного мира и сконцентрировать все внимание на микробиальных матах, то невольно создается впечатление, будто бы перемещаешься во времени и возвращаешься на сотни миллионов лет назад, видишь мир таким, каким он мог быть в далеком прошлом – в позднем докембрии. Тем не менее, микробиально индуцированные осадочные текстуры долгое время остаются слабоизученными из-за отсутствия современных аналогов или же слабой изученностью последних, а исследования современных объектов зачастую вовсе игнорируются литологами, что может приводить к ошибочной интерпретации ископаемого материала. Таким образом, изучение рецентных микробиальных матов и микробиально индуцированных текстур имеет очень важное значение.

Автор выражает благодарность Гражданкину Дмитрию, Марусину Василию, Рогову Владимиру, Гоммо Максиму и Данельяну Таниэлю за помощь в проведении исследований на западном побережье Франции. Отдельной благодарности заслуживают работники кооператива **Salines de Guigrande Перро Шарль, Дессом Жиль, Дюбре Сильван за возможность работы на солинах, предоставленные личные многолетние наблюдения и разрешение на отбор материала.**

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ и РНФ (гранты 15-05-01512 и 14-17-00409).

Литература

Bouougrri E., Porada H. Mat-related sedimentary structures in Neoproterozoic peritidal passive margin deposits of the West African Craton (Anti-Atlas Morocco) // *Sed. Geol.* 2002. V. 153. P. 85–106.

Bouougrri E.H., Porada H. Siliciclastic biolaminites indicative of widespread microbial mats in the Neoproterozoic Nama Group of Namibia // *J. African Earth Sciences.* 2007. V. 48. P. 38–48.

Bouougri E.H., Porada H. Biolaminated Siliciclastic Deposits // Advances in Stromatolite Geobiology. Lecture Notes in Earth Sciences. Berlin: Springer-Verlag, 2011. P. 507–524.

Gerdes G., Krumbein W.E. Biolaminated deposits // Lecture notes in Earth Sciences, 9. Berlin: Springer-Verlag, 1987. P. 1–183.

Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // Prec. Res. 2015. V. 263. P. 59–78.

ПЕРМСКИЕ ПОРОДЫ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНИРИЯ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ КАК СРЕДА, ВМЕЩАЮЩАЯ ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Костюков В.А., Хардигов А.Э.

Южный федеральный университет, khardikov@sfnu.ru

Территория Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области в металлогеническом отношении представляет собой часть Главного золотоносного пояса Северо-Востока России. В пределах антиклинория среди толщ пермских терригенных и вулканогенно-осадочных отложений расположено несколько месторождений и много проявлений коренной золотоносности, принадлежащих к золото-кварцевому типу.

Золоторудные месторождения и проявления этого района довольно разнообразны по своим конкретным структурно-морфологическим особенностям, однако характерные черты каждого месторождения и проявления тесно связаны с литологией вмещающих их пород, что проявляется в неодинаковом отношении разных литотипов к тектоническим воздействиям и в неодинаковой их хрупкости – способности к образованию трещин, в которых происходит рудоотложение. Степень хрупкости терригенных пермских пород Аян-Юряхского антиклинория определяется в основном их гранулометрическим составом. Глинистые породы при тектонических деформациях пассивно подчиняются складкообразованию без нарушения сплошности, вследствие скольжения деформируемого материала по сближенным плоскостям слоистости или сланцеватости. Пластичность глинистых пород препятствует развитию в них больших секущих трещин, и эти отложения являются обычно своеобразным экраном на пути движения рудоносных растворов. Существенно иными физическими свойствами обладают песчаники и грубообломочные породы. Они более хрупкие и способны к образованию и сохранению приоткрытых протяженных трещин и разломов, пересекающих многие пласты. Алевриты на месторождениях Аян-Юряхского антиклинория по своему отношению к тектоническим воздействиям близки к песчаникам. Хрупкими являются и вулканогенно-осадочные микститы, состоящие из разного по размеру обломочного материала. Это отражается в их способности давать крупноглыбовый и кусковый делювий, в отличие от обычных глинистых пород, что давно подмечено геологами.

В пределах Аян-Юряхского антиклинория известные руды золота залегают в пионерской, атканской, омчакской и старательской свитах перми. Алеврито-глинистые отложения пионерской свиты, вскрытые на большой площади Тенькинской антиклинали, входящей в состав Аян-Юряхского антиклинория, характеризуются значительным проявлением в них золотого оруденения кварцевожильной золоторудной формации. Здесь расположены известные месторождения Игуменовское и Родионовское, отличающиеся морфологией рудных тел. Пионерская свита представляет собой благоприятную среду для рудообразования в тех случаях, когда она имеет слоистое строение (наличие пачек алевритов) и слагающие ее глинистые породы испытывают повышенный прерудный метаморфизм, что придает им хрупкость. Слабо метаморфизованные (находящиеся на стадии метагенеза) однородные глинистые толщи не благоприятны для концентрированного рудоотложения.

Породы атканской свиты среди других отложений перми выделяются не только своим специфическим обликом, обусловленным присутствием многочисленной разноразмерной пирокластики (от первых миллиметров, до сантиметров), но и своей жесткостью, что проявляется, например, в их устойчивости к процессам выветривания. По устойчивости к выветриванию атканские породы превосходят песчаники и уступают лишь конгломератам. Вулканогенно-осадочные микститы ведут себя как хрупкое тело по отношению к тектоническим воздействиям. Поэтому не случайно, что многие исследователи рассматривают породы атканской свиты как среду, наиболее благоприятную для золотого оруденения [Бяков, 2003; Гончаров и др., 2002; Григоров и др., 2007; Хардинов, Холодная, 2009].

В породах атканской свиты расположено большое количество золоторудных проявлений и эксплуатируемых месторождений, относящихся к типу прожилковых зон и штокверков. Рудные тела представлены широкими (до 200–300 м) зонами параллельных и субпараллельных прожилков или двух-трех систем прожилков, которые обусловили сетчатый характер прокварцевания атканских пород. Вулканогенно-осадочные микститы и алевролиты, как песчаники и конгломераты, являются хрупкими литотипами и всегда несут более интенсивное оруденение, чем расположенные рядом в рудной зоне глинистые образования.

Неслоистость, резко выраженная гранулометрическая разнородность вулканогенно-осадочных пород атканской свиты, существенно различные механические свойства глинистого и беспорядочно рассеянного псефитового и псаммитового материала в микститах, определяют своеобразный характер дислокации пород, возникновение в них сети неправильных огибающих обломочные зерна трещин с большой суммарной поверхностью. Это весьма благоприятно для отложения золота. Степень насыщенности вулканогенно-осадочных пород обломочным материалом псефитовой и псаммитовой размерности определяет интенсивность трещиноватости пород, и, следовательно, их потенциальную золото-адсорбционную способность. Именно своеобразием состава и механических свойств вулканогенно-осадочных микститов атканской свиты объясняется то обстоятельство, что золотое оруденение Наталкинского месторождения в большей мере, чем другие проявления Главного золотоносного пояса, представляют собой образования штокверкового типа.

Широкие поля выходов омчакской и старательской свит находятся далеко от изученных рудных месторождений. Поэтому сведения о слагающих свиты породах, как о рудовмещающей среде, ограничены. Тем не менее, известно, что оруденение, наиболее значительное для отложений надатканской верхнепермской толщи, приурочено к нижним частям разреза омчакской свиты в районе Наталкинского месторождения. Здесь золоторудные зоны, пересекающие вулканогенно-осадочные микститы атканской свиты, прослеживаются в пределах перекрывающей глинистой толщи омчакской свиты. Переход рудных зон из атканской свиты в омчакскую сопровождается, в целом, существенным уменьшением мощности самих зон и содержанием золота в рудных телах. При этом наиболее резкое ослабление интенсивности минерализации в зонах происходит на контакте пород этих свит.

Суммируя изложенное, следует сделать вывод о том, что средой, наиболее благоприятной для золотого оруденения на территории всего Аян-Юряхского антиклинория, являются вулканогенно-осадочные микститы атканской свиты. Мощные песчаниковые пачки и горизонты, развитые среди отложений пионерской, омчакской и старательской свит антиклинория, также являются перспективной золотовмещающей средой. Однако, наличие многочисленных прослоев алеврито-глинистых пород в этих пачках и горизонтах снижает хрупкость толщи в целом; возникающие трещины имеют дискретный характер, сравнительно быстро затухают, что отрицательно влияет на масштабы оруденения. В юго-восточной части антиклинория, где весь разрез перми сложен алеврито-глинистыми отложениями, благоприятными для золотого оруденения следует считать пачки алевролитов.

По-видимому, на всех участках, где золоторудные кварцевые жилы встречаются в верхних частях разреза пионерской свиты, а тем более в омчакской свите близ ее подошвы, особое внимание следует уделять изучению атканских отложений, как наиболее способных

к локализации золотого оруденения. Если считать, что конседиментационные структуры пермских отложений, которые связаны с блоковым строением складчатой области, играли существенную роль в заложении крупных разломов, послуживших подводными каналами для золоторудных растворов, то особое внимание заслуживает бассейн р. Тенька. Этот район является пограничным между устойчиво существовавшими в течение перми более поднятым западным и опущенным восточным участками.

Литература

Бяков А.С. О пермской геодинамике и палеогеографии Северо-Востока Азии (по седиментологическим и биогеографическим данным) // Материалы Всерос. совещания, посвященного 90-летию академика Н.А. Шило. Т. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 131–134.

Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.

Григоров С.А., Ворожбенко В.Д., Кушнарев П.И., Маркевич В.Ю., Токарев В.Н., Чичев В.И., Ягубов Н.П. Наталкинское золоторудное месторождение – строение и основные поисковые признаки // Отечественная геология. 2007. № 3. С. 43–50.

Хардигов А.Э., Холодная И.А. Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов. 2009. № 1. С. 87–97.

ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА СВОЙСТВА ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КИЗЕЛОВСКОГО ГОРИЗОНТА НА ЮЖНО-ТАТАРСКОМ СВОДЕ БАШКИРИИ

Кудаярова А.Р., Душин А.С.

ООО «БашНИПИнефть», aygul.kudayarova@mail.ru, Andrey-geol@rambler.ru

В работе рассмотрены основные результаты изучения геологической неоднородности карбонатного резервуара верхней части кизеловского горизонта турнейского яруса Башкирии по керну и ГИС. Выявлены взаимосвязи между структурно-литологическими типами породы и их фильтрационно-емкостными свойствами. Осуществлен переход от литотипов, характеризующих формирование отложений и их циклическое строение к петрофизическим классам, характеризующим коллекторский потенциал карбонатной породы.

В региональном тектоническом отношении изучаемая территория приурочена к юго-восточной части Русской плиты. Эта обширная область Урало-Поволжья контролируется основным крупным тектоническим элементом – Волжско-Камской антеклизой, с юго-запада ограниченной Воронежской антеклизой, с востока – Предуральским краевым прогибом. Кроме того, одной из особенностей тектоники каменноугольных отложений является развитие Камско-Кинельской системы прогибов, которые в турнейско-нижневизейском комплексе пород осложняют большую часть впадины, седловин, в ряде случаев сводов Волжско-Камской антеклизы и некоторые депрессии Предуральского прогиба. Кроме определяющего структурного плана Южно-Татарского свода (ЮТС) с общим наклоном в юго-восточном направлении, территория осложнена системой грабенов и горстов, возникших в результате тектонической активизации Уральской геосинклинальной области.

С точки зрения региональных условий седиментации в турнейское время мелкий эпиконтинентальный бассейн покрывал практически всю территорию Русской плиты, с постепенным погружением края платформы к глубоководному желобу Палеоуральского моря. Украинский кристаллический массив и Воронежская антеклиза являлись для региона областью сноса обломочного материала.

Послойное описание продуктивных отложений позволило выделить в разрезе кизеловского резервуара по классификации Данхема основные литологические типы известняков, обладающих различной структурой пустотного пространства и, соответственно, различным емкостным потенциалом: органогенно-обломочные грейнстоуны, пелоидно-биокластовые грейнстоуны, пелоидно-биокластовые пакстоуны, пакстоуны с крупным детритом, мелкокомковатые пакстоуны, биокластово-пелоидные пакстоуны с микрослоистостью, пелоидные пак-вакстоуны.

В ходе анализа керна был выявлен ряд вторичных изменений, в той или иной мере повлиявших на изучаемые породы. Как было установлено по данным керна, при том, что вторичные изменения наложили свой отпечаток на пустотное пространство пород, однако, они в большой мере, унаследовали первоначальную седиментационную избирательность. Таким образом, эти процессы вследствие своей относительно малой интенсивности, принципиально не изменили строение коллектора, а лишь подчеркнули его отличительные характеристики, которые зародились в седиментационную стадию литогенеза. Основными постседиментационными процессами существенно повлиявшими, на фильтрационно-емкостные свойства являются процессы выщелачивания и трещинообразования.

Согласно текстурно-структурным признакам на керновом материале, данным о региональных условиях осадконакопления, а так же с учетом структуры ЮТС, предложена схема накопления карбонатных осадков турнейского яруса. Основным контролирующим фактором для накопления зернистых осадков являлась гидродинамическая активность среды. Наиболее динамичные условия достигались в отмелях, унаследовавших положительные формы рельефа морского дна, сформированного нижележащим биогермовым комплексом отложений верхнефранско-нижнефаменского возраста. Повышенная динамика среды способствовала выносу илового компонента из осадочного материала в относительно пониженные участки рельефа морского дна, где накапливались менее зернистые разновидности известняков.

По имеющимся замерам открытой пористости/газопроницаемости построены зависимости для литотипов. Согласно полученному графику, прослеживаются три петрофизические разности известняков кизеловского горизонта, отражающие различный фильтрационно-емкостной потенциал коллекторов. Выявленная петрофизическая неоднородность была выделена по стандартному комплексу ГИС по скважинам исследуемой территории.

Таким образом, батиметрия и динамика среды определяли накопление зернистых литотипов, имеющих наиболее высокий коллекторский потенциал. Из вторичных преобразований выделяются основные процессы, повлиявшие на фильтрационно-емкостной потенциал породы: выщелачивание и трещиноватость. Палеорельеф, сформированный нижележащим карбонатным биогермовым комплексом, контролировал процессы седиментации в турнейское время.

ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА

Липянина А.В.

*Уральский государственный горный университет, ИГГ УрО РАН,
ms.lipyagina@mail.ru*

Черносланцевые отложения (black shales), вызывают заслуженное внимание различных специалистов на протяжении длительного времени, о чем свидетельствует большой массив публикаций по данной теме. В рамках данного сообщения рассмотрены черные сланцы (ЧС) мезо-кайнозойского возраста. Особое внимание уделено особенностям геохи-

мического состава отложений, а также причинам, обусловивших аномальные концентрации элементов. Рассмотрим основные эпохи накопления черных сланцев, начиная с триаса.

В *триасовых отложениях* издавна известны горючие сланцы Австрии, Швейцарии и черные сланцы Сицилии. Зеефельдские сланцы Западной Австрии приурочены к отложениям норийского яруса, т.е. к средней части верхнего триаса. Сами сланцы представляют собою битуминозные доломитовые мергели. Среднее содержание $C_{орг}$ в зеефельдских сланцах составляет около 4%; в «богатых ОВ сланцах» содержится от 10 до 45% $C_{орг}$. Сланцы считают планктоногенными, но глубину моря оценивают небольшой. По приведенным анализам, содержание V в сланцах достигает 1100 г/т в образце с $C_{орг}$ 28.71%, но в других образцах не превышает 300 г/т даже при содержании $C_{орг}$ порядка 11% [Юдович, Кетрис, 1988]. Отметим, что данных о горючих сланцах Швейцарии и черных сланцах Сицилии значительно меньше.

В *юре* происходили грандиозные накопления аквагенного органического вещества (ОВ) в эпикратонных морских бассейнах. На территории Англии и ФРГ битуминозные глинистые сланцы известны в виде тонких пропластков в геттангских (J_1), а в Юго-Западной Англии – в синемюрских (J_2) отложениях. Выше, в восточной части Кантабрийских гор на севере Испании и в западных районах Центральной Португалии, ими сложены мощные толщи плинсбаха.

Особенно детально изучались посидониевые сланцы тоара в ФРГ, известные также во Франции, Швейцарии и Австрии. Они по составу являются глинисто-карбонатными породами, образующими почти непрерывный ряд от существенно глинистых сланцев до мергелей и даже известняков. Для посидониевых сланцев свойственно накопление В, Cu, Mo, V и, иногда, Sr.

Во второй половине поздней юры в разных районах Северного полушария возникали благоприятные условия для накопления высокоуглеродистых отложений, которые зачастую являлись нефтегенерирующими [Гаврилов и др., 2008]. На Восточно-Европейской платформе на значительной территории развиты обогащенные органическим веществом отложения волжского яруса (горючие сланцы). Они представляют толщу с отчетливо выраженной слоистой структурой, обусловленной чередованием пластов темно-коричневых высокоуглеродистых сланцев и заметно более светлых глинисто-карбонатных пород. В ЧС существенно преобладает бесструктурное ОВ (до 90–99%). По данным [Юдович, Кетрис, 1988], анализ распределения малых элементов в волжских отложениях показал, что аномальные значения присущи никелю и кобальту. Терригенные и вулканогенные ЧС богаче кобальтом и никелем, чем кремнистые и карбонатные, что подчеркивает преобладание в них петрогенного кобальта. Большие накопления кобальта в древних ЧС отражает тот факт, что в их составе большое участие принимают богатые кобальтом граувваки, туфы и туффиты основного состава. По материалам [Гаврилов и др., 2008], связь V с ОВ хорошо прослеживается по параллельному возрастанию содержаний этих компонентов вверх по разрезу толщи. Концентрация V в сланцах в верхней части разреза достигает весьма высоких значений (до 1000–1200 г/т), что в 8–10 раз превышает фоновые содержания этого элемента. Аналогично ведет себя Mo, концентрация которого в сланцах иногда на 1–1.5 порядка превышает его фоновые содержания. Сходное или близкое поведение характерно для P, As, иногда Cu и Sr.

Август 1969 г. можно считать отправной точкой в изучении баженовской свиты (БС) как промышленно нефтеносной формации [Предтеченская и др., 2012]. Органическое вещество БС, количество которого в отдельных прослоях достигает 60% и более по объему, имеет первичную природу и связано с жизнедеятельностью фитопланктона, водорослей и наземной растительности. Наряду с высокими содержаниями ОВ в породах установлены повышенные концентрации многих элементов: Mo, U, V, Cu, Zn, Ni, As, Sb, Se, Ag, Au, Ba и Br. Распределение их по разрезу коррелирует с распределением ОВ в породах. Повышенные содержания микроэлементов чаще всего объясняют концентрационной функцией планктонных организмов, заселявших водную толщу [Гаврилов и др., 2008].

В *меловых отложениях* ЧС присутствуют не только на континентах, но и в океанах, причем корреляция их обычно не вызывает трудностей [Юдович, Кетрис, 1988]. Широко

развиты черные сланцы в области древнего океана Тетис на территории Альпийско-Гималайской складчатой области. В этом регионе детально исследованы черные (в том числе горючие) сланцы Марокко, Гвинеи, Египта, Ливии, Сирии, Ливана, Израиля, Италии, юга ФРГ, Румынии, Польши.

Х. Дженкинс [Jenkins, 1980] дал обзор распространения ЧС области Тетиса, сопоставив их с другими регионами и с океанами. Он выделил три уровня массового развития черных сланцев, отвечающих, по всей видимости, глобальным трансгрессиям: 1) верхи баррема–апт–альб; 2) граница сеноман–турон; 3) коньяк–сантон.

Анализ распределения химических элементов нижнеапских отложений Русской плиты [Юдович, Кетрис, 1988] дал возможность установить присутствие в них аномальных содержаний Мо и V, **большая часть которых присутствует в минеральной форме (оба эти элемента считаются характерными компонентами ЧС)**. Кремнистые ЧС богаче молибденом, причина этого, как полагает ряд авторов, скорее всего, в весьма низкой скорости седиментации (важный фактор диагенетического накопления молибдена).

На территории Великих Равнин (штаты Вайоминг, Монтана и др.) существенно глинистая (с мергелями и бентонитами) свита Пьер Шейл (верхний мел) имеет мощность от $n \times 100$ м на востоке до $n \times 1$ км на западе. **Самыми характерными элементами-примесями ЧС** здесь являются As, Se, Mo, содержание которых в 6–14 раз выше кларка [Юдович, Кетрис, 1988]. В штате Квинсленд (Австралия) известны ЧС альбского возраста. Главная геохимическая особенность их – повышенные (до 0.3%) содержания V, **меньшая часть которого** находится в порфириновых структурах (как в битумоидах, так и в керогене), а большая – в минеральной форме.

В отложениях *палеогена* и *неогена* сосредоточены горючие сланцы, имеющие огромные запасы и большое практическое значение: гринриверские в США и менилитовые в Карпатах. Немало и других ЧС указанного возраста, однако геохимическая изученность их все еще недостаточна. Эоценовая свита («формация») Грин-Ривер развита в виде четырех сближенных полей в штатах Вайоминг, Юта и Колорадо [Юдович, Кетрис, 1988]. Мощность свиты Грин-Ривер – первые сотни метров, площадь распространения – более 40 000 км². Это дает громадные запасы горючих сланцев, исчисляемые 300–600 млрд т. Содержание ОВ в ЧС может достигать 50%, но в среднем составляет порядка 14%. Указанное ОВ обладает высоким содержанием водорода (~0.10%) и высокой битуминозностью (10–20%).

Толща менилитовых сланцев олигоцена в Карпатах протягивается на сотни километров и распространена на территории Чехословакии, Венгрии, Польши, Румынии и ряда других стран. Содержание ОВ в наиболее богатых им пластах горючих сланцев достигает здесь 15–20%. В рассматриваемых ЧС присутствуют геохимические аномалии V, Mo, Cr, Ni и U в той или иной степени обусловленные наличием в них ОВ гумусовой природы [Юдович, Кетрис, 1988].

Отложения *четвертичного периода* представляют возможность изучить не только литифицированные породы (собственно ЧС), но и сами исходные для них осадки. В этом принципиальное отличие отложений данного возраста от более древних. В голоценовых и верхнеплейстоценовых осадках процессы литификации/диагенеза происходят практически на наших глазах – разные горизонты осадков фиксируют, при прочих равных условиях, отдельные стадии диагенеза.

Важно подчеркнуть, что большим концентрациям ОВ в мезо-кайнозойских толщах, могли способствовать крупные океанские аноксические события (ОАЕ). Они характеризуются резкими различиями соотношений изотопов углерода и кислорода, обусловленными изменениями баланса углерода и температурного режима планеты, широким развитием обстановок дефицита кислорода вплоть до аноксических, накоплением отложений, обогащенных ОВ и заметными трансформациями сообществ морских обитателей. Влияние этих событий на черносланцевую седиментацию на примере ОАЕ меловой системы проанализировано в публикации [Гаврилов и др., 2013].

Фаза ОАЕ 1 (поздний баррем-альб), растянутая на несколько десятков миллионов лет, это эпоха неповсеместной эвксинизации океанов. Напротив, фаза ОАЕ 2 (рубеж сеноман/турон) имеет глобальный характер; ее отложения прекрасно выражены в разрезах и океанов и континентов. Поздняя фаза коньяк–сантон (ОАЕ 3) подобно фазе ОАЕ 1 проявлена не столь резко, но все же ее образования присутствуют не только в океанах, но и в разрезах мелководных эпиконтинентальных/шельфовых морей.

Наиболее ярко выражено событие, произошедшее в конце сеномана – ОАЕ 2, именуемое также как “событие Бонарелли” (Bonarelli Event). Несмотря на то, что отложениям этого события часто присущи общие черты, устанавливаются также и отчетливые различия в литолого-геохимической характеристике разрезов из разных частей Северо-Восточного Перитетиса: в одних местах в углеродистых отложениях присутствует значительная масса биогенного кремнезема (Западный Кавказ, Грузия), в других – относительно высокое содержание карбонатного материала (Крым, Восточный Кавказ).

Высокая положительная корреляция с $C_{орг}$ и повышенная концентрация в углеродистых породах ОАЕ 2 характерна для таких элементов, как V, Ni, Cu, Zn, Mo, Se и S. Та же тенденция, но выраженная гораздо слабее, отмечена для Fe, P, Co, Cr, Rb и Sr. Напротив, Ti, Pb, Ga и Ge реагировали на изменения режима седиментации в наименьшей степени [Гаврилов и др., 2013].

Литолого-геохимические характеристики углеродистых отложений свидетельствуют в пользу того, что аноксические обстановки в бассейне во время их накопления возникали лишь периодически и охватывали в основном придонные слои. Это позволяет многим авторам предполагать, что аноксические события не играли существенной роли в накоплении в ЧС органического вещества.

Литература

Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Рогов М.А. и др. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части среднерусского моря (Костромская область) // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 4. С. 396–424.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В. и др. Позднесеноманское палеоэкологическое событие ОАЕ 2 в Восточно-Кавказском бассейне Северного Перететиса // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 6. С. 522–551.

Предтеченская Е.А., Злобина О.Н., Крель Л.А. К вопросу о генезисе и методах прогноза высокоуглеродистых кремнистых аргиллитов и силицитов баженовского горизонта // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2012. С. 134–138.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

Jenkins H.C. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans // J. Geol. Soc. London. 1980. V. 137. Pt. 2. P. 171–188.

ОСНОВНЫЕ АСПЕКТЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ И ДИАПИРООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Макаров Н.Д.

Московский государственный университет, n91mak@yandex.ru

Наличие соленосной толщи – наиболее благоприятный фактор для сохранности нефтяных и газовых залежей на больших глубинах, где остальные типы флюидоупоров теряют свои изоляционные способности [Кузнецов, 2007]. В данной работе хотелось бы по-

подробнее остановиться на условиях соленакопления, формирования и распространения соленосных покрышек и факторах, их контролирующих.

Основные перспективы нефтегазоносности верхнепалеозойского подсолевого комплекса зоны сочленения Прикаспийской впадины и Предуральского краевого прогиба связаны с поисками залежей природного газа на глубинах свыше 4.5 км, где по термобарическим условиям породы находятся в зоне глубокого катагенеза. С этой областью связаны необратимые изменения герметизирующих свойств глин и глинисто-карбонатных пород. Глинистые покрышки утрачивают свои экранирующие свойства, происходит растрескивание и изменение свойств флюидоупора. Основные перспективы поиска газовых залежей на больших глубинах связывают с эффективной покрышкой, которой может являться эвапоритовая толща, поскольку свойства солей, в отличие от других пород, не изменяется с глубиной.

Совместное влияние высоких давлений и температур в позднем катагенезе приводит практически к полной дегидратации глинистых минералов. На данной стадии литогенеза в аргиллитах идет интенсивное образование микротрещин, и на фоне малой пористости (2–4%) проницаемость в основном обусловлена микротрещиноватостью, ее рост вызван преобразованием глин (завершением иллитизации разбухающих минералов). Согласно исследованиям по методу ртутной порометрии [Синицкий, 2008], выявлено наличие микротрещин в образцах глинистых известняков и доломитов, раскрытостью 1–10 мкм, что резко снижает герметизирующие свойства пород. По этим трещинам наблюдаются следы миграции УВ в виде тонких каемок смолисто-асфальтеновых нефтяных компонентов. Наличие открытых трещин подтверждается и при томографическом сканировании ненарушенного керна.

Таким образом, из всех литологических типов пород, которые слагают покрышки газовых скоплений, герметизирующие свойства в условиях позднего катагенеза сохраняют только эвапоритовые толщи. Пластичность галита и ангидрита возрастает с увеличением температуры и давления, что положительно сказывается на их герметизирующих свойствах, а перекристаллизация данных пород с глубиной ведет к снижению их абсолютной пористости и проницаемости. Кроме того, поровые растворы галогенно-сульфатных пород обладают огромной залечивающей способностью. В свою очередь, глинистые и глинисто-карбонатные породы в зоне глубокого катагенеза не обеспечивают сохранность промышленных газовых залежей.

Кроме того, хотелось бы отметить и другие особенности эвапоритовой толщи, на которые необходимо обратить внимание при изучении разреза, включающего подобный тип флюидоупора. В настоящее время наиболее широко распространенным способом изучения глубоководных горизонтов являются результаты интерпретации сейсмических профилей. Скорость прохождения сейсмических волн в солях не меняется с глубиной, в отличие от вмещающих отложений, и, при записи волнового поля, наблюдаются положительные и отрицательные аномалии, которые могут исказить нижележащие отражающие горизонты. Помимо этого, в районах развития солянокупольной тектоники диапиры в верхней части часто имеют ассиметричное расширение, что создает дополнительные волновые аномалии для нижележащих горизонтов. Также на сейсмической записи наблюдается потеря корреляции отражающих горизонтов, что может привести к недостоверной интерпретации.

При реконструкции термической истории рассматриваемого региона необходимо учитывать теплопроводность различных литологических типов пород. Практически среди всех выделяемых литологических разновидностей соль является наиболее хорошим проводником тепла, вызывающим повышение термической зрелости пород над соляной структурой и относительное охлаждение подстилающих пород. Этот эффект хорошо показан на примере подсолевых отложений Мексиканского залива, где в разрезе можно наблюдать пре- и раннетретичные диапиры, которые по всей видимости, замедлили созревание нижележащих нефтематеринских пород [Jackson, Talbot, 1991].

Эвапоритовые толщи разного состава позволяют более корректно использовать анализ мощностей при проведении палеотектонического и палеогеоморфологического анализа. Помимо этого, наличие соленосной толщи дает нам представление о климатических усло-

виях для палеоклиматических реконструкций, а также свидетельствует о типе водоема, его глубине и степени его изолированности от Мирового океана.

Для всей территории Прикаспийской впадины и юга Предуралья краевого прогиба регионально распространена кунгурская соленая толща нижней перми, которая местами «наращивается» за счет верхнепермских солей и ангидритов. Именно эта покрывка удерживает все известные гигантские и крупные залежи газа и нефти: на Оренбургском, Карачаганакском, Астраханском, Тенгизском, Кашаганском, Вуктыльском и многих других месторождениях.

В течение практически всей раннепермской эпохи на севере, в Бельской структурно-формационной зоне и на прилегающих участках (включая и Оренбургский вал) существовал мелководно-морской бассейн. Формирование карбонатных отложений происходило в условиях тектонической активизации Русской плиты, связанной с образованием Уральского орогена. Изменение седиментационной ситуации, обеспеченное обмелением морского бассейна в условиях аридизации климата и увеличения сноса кластического материала с западных участков платформы, пришлось на кунгурский век. Обособляется лагуна, в пределах которой осаждаются сульфаты, седиментационные доломиты и карбонаты. Преобразование ее в солеродный бассейн в дальнейшем обеспечило господство галогенных формаций. В это время возникала ярко выраженная контрастность климата, более резко проявилась климатическая зональность и четко обособлялись аридные зоны, где и происходило соленакопление.

Заполнение солеродного бассейна происходило неравномерно, в несколько циклов. Согласно исследованиям Я.Г. Вант-Гоффа, И.С. Курнакова, садка «солей» происходит согласно определенной закономерности, и контролируется температурой раствора, его составом и концентрацией. Последовательность отложения минералов в солесных толщах отвечает четырем стадиям развития солеродного бассейна: карбонатная (карбонаты Са и Mg); сульфатная (гипс, ангидрит); хлоридная, приводящая к массовому осаждению галита; калийно-магнезиальная с отложением кизерита, карналлита, полигалита [Шмальц, 1972].

Согласно данным ряда исследований выявлено, что увеличение солёности при активном испарении в изолированном бассейне происходит в равной степени, как в мелководно-морском, так и в глубоководном. Основным отличием является лишь то, что в мелководном бассейне повышение солёности происходит гораздо быстрее. В геологическом же масштабе время достижения предела растворимости весьма невелико и реализуется и в глубоководных бассейнах даже в семиаридных условиях; определяющим фактором оказывается степень изоляции водоема.

В рассматриваемом обособившемся солеродном бассейне на начальных этапах происходила садка сульфатов: в периферийных частях бассейна формировались маломощные отложения, на бортах впадины отлагались мощные толщи ангидритов – «ангидритовые валы», в то время как в глубоководной части формировалась толща тонкослоистых битуминозных отложений. Далее, при повышении солёности водоема, началась садка каменной соли.

Вопрос времени проявления соляной тектоники достаточно дискусионен, однако, существенно нарушенные верхнепермские и триасовые отложения свидетельствуют о движении солей в более позднее время. Рост куполов, по всей видимости, начался в триасовое время, некоторые из них не смогли прорвать перекрывающую их толщу. Но подавляющее число куполов выходит на предъюрский срез, либо над ними сохраняются триасовые отложения небольшой толщины. Юрские породы образуют структуры облекания.

На морфологических моделях кунгурских отложений отмечается, что самые крупные солянокупольные структуры расположены в центре Прикаспийской впадины, в бортовых же частях диапиры более мелкие, и часто образуют кулисообразные гряды. В зоне сочленения Прикаспийской впадины и Предуралья краевого прогиба общий характер структур наследует субмеридиональное строение Уральского горного массива. Помимо этого, в зоне сочленения отмечается загибание верхней части диапиров (образование ассиметричных козырьков) в южном, юго-восточном направлении, в сторону гипоцентра солеродного бассейна.

Дислоцированность пермских и более молодых отложений Приуралья крайне неравномерная и связана главным образом с соляной тектоникой, которая, вероятно, активизировалась уже к концу пермского этапа, когда над кунгурскими эвапоритами накопились достаточно мощные осадки, а эпоха растяжения в начале триаса дала начальный толчок галокинезу [Пучков, 2000]. Установлено, что наибольший и интенсивный рост куполов происходил в конце тектонических циклов, в предъюрскую и преднеогеновую фазы тектогенеза и, видимо, связан также с размывом отложений и выравниванием рельефа вследствие денудации.

Литература

- Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение. М.: Недра, 2007, 511 с.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, Даурия, 2000, 146 с.
- Синицкий А.И. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности зоны сочленения Прикаспийской впадины и Предуральского краевого прогиба. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: РГУНГ, 2008. 18 с.
- Шмальц Р.Ф. Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов // Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972. С. 5–45.
- Jackson M.P.A., Talbot C.J. A glossary of salt tectonics, Geological Circular. 1991. V. 91-4. The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology. 44 p.

ТИПЫ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СУРГУТСКОГО СВОДА

Макарова О.М.

Московский государственный университет, ОК.hrust@yandex.ru

Исследование отложений баженовской свиты титонско-берриасского возраста, являющейся в Западной Сибири основной нефтематеринской толщей, перспективно в связи с прогнозом ее нефтеносности. Для выполнения прогноза необходимо выявить в составе толщи наличие пород-коллекторов. С этой целью был изучен керн из четырех скважин, расположенных на северо-востоке Сургутского свода [Макарова, Коробова, 2015].

В отложениях баженовской свиты были выделены 7 основных типов пород, различающихся по компонентному составу и структурным признакам. Для их типизации помимо минеральных компонентов было также учтено содержание керогена, количество которого варьирует, достигая в наиболее обогащенных разностях 32%. Выделяются однокомпонентные породы – силициты (опоки и радиоляриты) и карбонаты (известняки), а также смешанные разности – глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые, кремнисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые, глинисто-карбонатно-кремнистые породы с переменным содержанием компонентов. В каждом выделенном типе пород, за исключением карбонатов, распространены разности с повышенным содержанием керогена (более 10%).

К силицитам были отнесены породы, содержащие по аналитическим данным более 80% кремнезема, 0–10% глини и 0–10% керогена. Разности, содержащие более 10% керогена, выделены как керогеново-кремнистые. Среди них выделяются как биоморфные разности – радиоляриты, так и пелитоморфные – опоки.

Опоки наиболее распространены среди силицитов, встречены в разрезах всех изученных скважин, где формируют самостоятельные пласты толщиной от 0.5 до 2–4 м, нередко расслоены слоями радиоляритов толщиной от 0.5 до 0.1 м. Породы имеют бежевый, темно-коричневый, черный цвет, массивную и горизонтальнослоистую текстуру. Породам свойственна пелитоморфная и глобулярная структура кремнистого вещества. Основная мас-

са опок сложена практически изотропным кремнистым веществом опал-кристобалитового состава, часто неравномерно насыщена линзовидными прослоями преимущественно деформированных раковин радиолярий диаметром до 0.15 мм. На фоне основной кремнистой массы отчетливо различимы редкие чешуйчатые образования глинистых минералов в количестве до 10%. Содержание обломочной примеси варьирует от 1–3 до 7–10%. Размер обломочных зерен меняется от 0.005 до 0.045 мм. Примесь представлена зернами кварца, кислых плагиоклазов, редко глауконитом.

Радиоляриты формируют пласты и слои толщиной от 0.1 м до 0.9 м. Породы характеризуются темно-коричневым, темно-серым и коричневато-серым цветом, обладают массивной текстурой и алевритовой структурой. В шлифах радиоляриты обладают реликтовой биоморфной (радиоляриевой) структурой. Основными породообразующими компонентами пород являются скелетные остатки радиолярий, количество которых может достигать 80–95%. Большинство раковин деформировано, а целые разности имеют диаметр от 0.05 до 0.1 мм. Глинистая примесь распределена неравномерно, представлена тонкочешуйчатыми агрегатами гидрослюда и смешаннослойных минералов. Содержание обломочной примеси в радиоляритах редко превышает 5%, а обычно составляет 1–3%. Среди обломочных зерен встречены угловатые – зерна кварца, редко кислых плагиоклазов диаметром до 0.01–0.03 мм. Среди аутигенных минералов присутствуют халцедон, апатит, пирит, доломит и кальцит. Радиоляриты часто нефтенасыщены.

Среди карбонатных пород в отложениях баженовской свиты на изучаемой территории встречены пласты известняков, толщина которых редко превышает 0.2–0.25 мм. В их составе преобладает кальцит 70–100%, также встречаются кремнезем 0–10%, глинистые минералы – 0–10% и кероген – 0–10%. Известняки часто образуют линзы и линзовидные прослои в кремнистых и карбонатно-кремнистых породах. Они обладают серым, темно-серым цветом, массивной или пятнистой текстурами и реликтовой радиоляриевой структурой. Основными породообразующими компонентами таких пород являются скелетные остатки раковин радиолярий, большинство из которых полностью замещены аутигенным кальцитом. Нередко такие известняки обладают слабым и неравномерным нефтенасыщением.

Глинисто-кремнистые породы наиболее распространены в отложениях баженовской свиты на изучаемой территории. По аналитическим данным количество кремнезема в породах данного типа составляет более 60%, глинистых минералов – 10–40% (преобладают гидрослюда и смешаннослойные разности), 0–10% керогена. Наиболее часто встречаются керогеново-глинисто-кремнистые породы, содержащие более 10% керогена. Глинисто-кремнистые породы характеризуются серыми, темно-серыми и черными окрасками, обладают массивной, горизонтальной, неясной горизонтальной, горизонтально-линзовидной слоистостью. На плоскостях напластования встречаются биогенный детрит и целые раковины двустворок, отпечатки аммонитов, целые фрагменты и детрит онихитов, костные остатки рыб, а также отдельные раковины радиолярий, кокколитофорид и их скопления. В отдельных случаях раковины двустворок формируют неясную горизонтальную слоистость (содержание биокластов варьирует от 5 до 35%). Микротекстура пород в шлифах горизонтальная, волнистая, горизонтально-линзовидная, иногда волнисто-линзовидная. Структура пород преимущественно пелито-глобулярная и пелито-пелитоморфная. Нередко встречаются и ритмиты, которые сложены тонким чередованием глинисто-кремнистых и глинисто-кремнисто-карбонатных, кремнистых, карбонатно-кремнистых пород, нередко в различной степени насыщенных керогеном. Такие породы обладают полосчатой и тонко-полосчатой текстурой. В ритмитах толщина слойков различного состава может варьировать от 1 до 5 мм.

Кремнисто-глинистые породы редко встречаются в составе баженовской свиты на изучаемой территории, где образуют прослои мощностью до 0.15 м. Породы этого типа содержат 45–70% глинистых минералов, 10–40% кремнезема и 0–10% керогена. Также встречаются керогеново-кремнисто-глинистые разности с содержанием керогена более 10%. Породы имеют темно-серый и черный цвет, часто образуют тонкое до 1–2 мм толщиной чередование серий кремнистого и глинистого состава, обладают горизонтальной и неяс-

ной горизонтальной слоистостью. Основная масса пород сложена чешуйчатými агрегатами глинистых минералов тонко-мелкопелитовой структуры, равномерно тонко-горизонтально и тонко-горизонтально-линзовидно расслоенными бесцветным и изотропным кремнистым веществом. Породы в различной степени содержат алевроитовую обломочную примесь зерен кварца и кислых плагиоклазов. Среди биогенных компонентов часто встречаются целые раковины радиолярий, а также фрагменты онихитов. Среди аутигенных минералов преобладает пирит.

Кремнисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые породы содержат 10–60% кремнезема, 15–65% карбонатов, 0–10% глин и 0–10% керогена. Часто встречаются керогеново-кремнисто-карбонатные и керогеново-карбонатно-кремнистые разности. Количество каждого из компонентов варьирует и связано с неравномерным ритмичным строением пород. Породы имеют бежево-коричневый, коричневый и серый цвет, обладают неравномерной реакцией с соляной кислотой. Для них характерна горизонтальная, горизонтально-линзовидная, линзовидная и пятнистая текстуры. Нередко горизонтальная текстура подчеркнута вытянутыми фрагментами костных остатков рыб, онихитов, раковин двустворок. Структура таких пород пелитоморфная и реликтовая биоморфная. Среди карбонатных минералов в составе пород встречаются как кальцит, так и доломит, но преобладает кальцит, который имеет аутигенную природу. Нередко образуют тонкие чередования с кремнистыми породами, а также маломощными слоями вторичных известняков, иногда обладают неравномерным нефтенасыщением.

Глинисто-карбонатно-кремнистые породы с переменным содержанием компонентов обычно содержат 15–50% кремнезема, 10–50% карбонатов (доминирует кальцит), 10–30% глинистых минералов, а также кероген. Такие породы нередко обладают бурым, бежевым, светло-бежевым цветом, имеют массивную, неясную горизонтальную и горизонтально-линзовидную слоистость. Обычно породам присуща микро-тонкокристаллическая и пелитоглобулярная структура. Часто чередование глинисто-кремнисто-карбонатных и карбонатно-глинисто-кремнистых пород.

Итак, в титонско-берриасское время на северо-востоке Сургутского свода накапливались преимущественно кремнистые отложения, которые были в различной степени карбонатизированы. Неравномерным нефтенасыщением обладают радиоляриты, апорадиоляриевые известняки, а также кремнисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые породы с реликтовой биоморфной структурой, что делает эти типы пород наиболее перспективными с позиций открытия в них залежей углеводородов на изучаемой территории.

Литература

Макарова О.М., Коробова Н.И. Латеральная изменчивость баженовской свиты на северо-востоке Сургутского свода // Новые идеи в геологии нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 2015. С. 299–301.

СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ПОРОД ПЛАСТА БГ₂₅ АХСКОЙ СВИТЫ В ГЫДАНСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЕ № 130 (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Маркова Е.Б.

*Научно-производственный центр по сверхглубокому бурению
и комплексному изучению недр Земли (АО «НПЦ «Недра»),
netkaa@inbox.ru*

Бурение Гыданской параметрической скважины (ПС) № 130 ведется на территории Тазовского района Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области с целью

оценки перспектив нефтегазоносности и параметризации разреза мезозойских осадочных комплексов пород Гыданского поднятия, создания технико-технологических условий для углубления скважины до 6500 м. Участок работ относится к Гыданской газонефтеносной области (ГНО). Скважина расположена за юго-западным контуром одноименного месторождения с доказанной промышленной газоносностью отложений сеномана и неокома и высокими перспективами газоносности нижележащих отложений.

В Гыданской параметрической скважине № 130 пласт БГ₂₅ ахской свиты нижнего мела вскрыт в интервале 3019.0–3035.0 м и полностью охарактеризован керном. Пласт имеет сложное строение. В интервалах 3021.5–3023.0 м и 3027.6–3035.0 м по данным ГИС выделены коллекторы с неясным характером насыщения, в интервалах 3019.0–3021.5 м и 3023.0–3027.6 м – заглинизированные породы. Коллекторы характеризуются величиной пористости (по комплексу методов АК-ГК) 13–15%, $k_{нт} = 19–30\%$. По данным ГК-П пористость пород ниже, чем по комплексу АК-ГК и составляет 9–12%. По данным газового каротажа значительное увеличение $\Gamma_{сум}$ отмечается в инт. 3019.0–3021.0 м ($\Gamma_{сум} = 2–6\%$ при фоне 0.5%), инт. 3028.0–3032.0 м ($\Gamma_{сум} = 2–16\%$ при фоне 0.5%).

Пласт БГ₂₅ входит в состав неокомского нефтегазоносного комплекса (НГК), выделяемого на территории Гыданской ГНО и являющегося вторым по значимости продуктивным комплексом. В породах неокома скопления углеводородов (УВ) открыты на семи месторождениях. Выявлены залежи разного фазового состава: преимущественно газовые, нефтегазоконденсатные и газоконденсатные с низким содержанием конденсата, и нефтяные залежи в виде мелких подгазовых скоплений, открытых только на двух месторождениях (Утреннее, Геофизическое) [Скоробогатов, Строганов, 2006]. Хотя коллекторами в неокомском подкомплексе являются песчано-алевритовые горизонты преимущественно готерива-баррема (от ТП₁₁–ТП₂₀ до БГ₁–БГ₁₅ и НП₀–НП₁₀) с открытой пористостью до 17–20% и проницаемостью до 100 мД, тем не менее, при опробовании исследуемого пласта БГ₂₅ в Гыданской ПС № 130 получен газ и газированная жидкость. Значения пористости пород пласта БГ₂₅, определенные по керну, изменяются от 3.0 до 18.6%, газопроницаемости – от 0.0232 до 69.0 мД.

Проведены литолого-фациальные исследования 12 образцов, определены диагностические признаки и установлены фаии с использованием Атласа [Алексеев, 2014]. Образцы отобраны по принципу: 1 образец на каждый метр керна (с глубин 3019.31, 3020.28, 3021.28, 3022.27, 3023.42, 3024.23, 3025.54, 3026.47, 3027.43, 3028.38, 3029.33 и 3030.26 м). Средняя длина образца 15–20 см.

По данным результатов проведенных исследований установлено следующее: два образца попали в фаию алеврито-песчаных осадков активных участков (БПА), один образец в фаию тонкого переслаивания глинисто-алевритовых осадков прибреговой зоны (ватты, марши) (БПР). Девять образцов сформированы в условиях открытого подвижного бассейнового мелководья, преимущественно в зоне активной волновой переработки (проксимальные темпеститы) (фаия БМР), в двух образцах наблюдаются контакты с фаиями переслаивания алевритовых и песчаных осадков волновой ряби (БМВ), песчаных осадков сильноподвижного мелководья (бары) (БМБ). В целом разрез представлен неравномерным переслаиванием светло-серого тонкозернистого (редко тонко-мелкозернистого) песчаника, темно-серого разномзернистого алевролита и почти черного алевроаргиллита.

Фаия алеврито-песчаных осадков активных участков (БПА) в разрезе пласта БГ₂₅ характеризуется хорошо сортированным тонкозернистым песчаником с подчиненными прослоями крупнозернистого алевролита. Слоистость полого-волнистая несимметричная, смещенная и косо-волнистая, близкая к S-образной. Отмечаются взмучивания осадка и мини-сбросы. Текстура практически не нарушена биотурбацией. Контакты между слоями нечеткие, неровные.

Текстура ритмично переслаивающихся тонкозернистого песчаника, разномзернистого алевролита и алевроаргиллита является индикатором седиментации в приливно-отливной обстановке, реализуемой в отложениях фаии тонкого переслаивания глинисто-алеврито-

вых осадков прибреговой зоны (ватты, марши) (БПР). В таких отложениях преобладает тонкая полого-волнистая слоистость, близкая к горизонтальной. Определяется периодическое усиление гидродинамики среды, приведшее к оплывинам и ухудшению сортировки осадка.

Породы *фацции переслаивания алевритовых и песчаных осадков волновой ряби (БМВ)* характеризуются средней и плохой сортировкой материала, нарушенной полого- и косо-волнистой слоистостью, вихревым перераспределением осадка, обусловленным активной гидродинамикой среды. Отмечены следы рытья *Skolithos*, *Planolites*, **вертикальные и наклонно-направленные шахты** длиной до 2 см и шириной до 3 мм. Индекс биотурбации – 2 (2–10%). Тонкорассеянная углефицированная растительная органика.

Отложения *фацции песчаных осадков сильноподвижного мелководья (бары) (БМБ)* классически представлены толщей хорошо сортированного тонкозернистого песчаника с косо-волнистой слоистостью, подчеркнутой намывом тонкого растительного детрита.

подавляющее большинство исследованных образцов сформированы в условиях *фацции переслаивания алевритовых и песчаных осадков в зоне активной волновой переработки (проксимальные темпеститы) (БМР)*. Породы *фацции БМР* – это всегда породы сложного состава. Отдельные компоненты, различающиеся не только составом, но и генезисом образуют би- или полимодальное ритмичное переслаивание. Ритмичность является особым текстурным типом породы смешанного состава [Ботвинкина, 1966]. Толщина чередующихся слоевых единиц весьма невелика: от долей миллиметра до первых сантиметров, но чаще всего – не более нескольких миллиметров. Ритмично построенные толщи имеют два пути возникновения. Первый заключается в приливно-отливном режиме осадконакопления, который, как уже было отмечено, обуславливает формирование пород *фацции БПР*. Второй механизм образует событийные отложения, такие как периодиты, темпеститы и тому подобное, что относится к разряду циклической седиментации. Так, *фацция БМР* реализуется в виде штормовых осадков. Действие волн на береговую линию существенно и часто носит деструктивный характер, штормы усиливают эти эффекты. Впоследствии эрозия и весьма значительная переработка осадков на морском дне приводят к возникновению темпеститов.

Для проксимальных темпеститов в пласте БГ₂₅ характерно би- и полимодальное чередование алевритов и тонкозернистого песчаника, хорошая сортированность материала отдельных разностей. Слоистость в тонкозернистой составляющей тонкая полого-волнистая несимметричная, слабо смещенная, в более грубозернистой – косо-волнистая, подчеркнутая углефицированным растительным атритом, детритом и алевритовым материалом. Определяющим признаком отложений, сформированных в обстановках с преобладанием волн и штормов, является бугорчатая косослоистость, называемая в англоязычной литературе *hummocky cross-bedding* [Бижу-Дюваль, 2012; Чернова, 2012] или **хаммоковая косая слоистость (hummocky cross-stratification)** [Einsele, 2000]. Она отвечает более глубоким областям моря – ниже базы средней волны. Текстура осадка нарушена смятиями, взмучиваниями и жизнедеятельностью биоорганизмов, ихнотекстурный индекс – 1–2 (0–10%). Распространены следы *Planolites* **овальной формы в вертикальном сечении, с ровными стенками**. Отмечены редкие водоворотные ямки и включения литокластов вытянутой уплощенной формы с неокатанными и полуокатанными краями с недалгим переносом в основном в нижних частях более грубозернистых слоев.

Литолого-фациальный анализ и подробное изучение текстуры пород служат решением двух задач: 1) геологической – установление обстановки осадконакопления, 2) практической – определение физических характеристик фильтрационно-емкостных свойств. Изучая коллекторские свойства ритмично построенных толщ, следует рассматривать физические характеристики не отдельно каждого типа пород – алевритов и тонкозернистого песчаника, а неоднородной толщи в комплексе. Ранее литологическая неоднородность разреза свидетельствовала о плохой продуктивности отложений. Однако в последнее время становятся особенно актуальными научные и прикладные исследования, направленные на изучение неоднородности геологического строения резервуаров и ее влияния на разра-

ботку месторождений. Для построения геолого-гидродинамических моделей пластов используются результаты комплексной обработки геолого-геофизических, петрофизических и промысловых данных. При этом вопрос учета фациальных обстановок осадконакопления и выделения литотипов пород заслуживает особого внимания. С практической точки зрения толщи, характеризующиеся литологической неоднородностью, как по площади, так и по разрезу, успешно разрабатываются благодаря активному применению методики гидроразрыва пласта, а также развитию горизонтального бурения. Примерами служат сложнопостроенные продуктивные породы ачимовской толщи Западной Сибири и отложения с четко выраженными следами мелкой волновой ряби, получившие широкую известность при изучении коллектора А₁ Самотлорского месторождения.

Проведенные литолого-фациальные исследования могут представлять основу для геолого-гидродинамической модели пласта БГ₂₅ ахской свиты в Гыданской ПС № 130. Внутри пласта выделены толщи с ритмичным переслаиванием алевролитов и песчаников, сформированные в зоне активной волновой переработки. Породы относятся к IV и V классам коллекторов по оценочной классификации осадочных пород А.А. Ханина [1973] и характеризуются соответственно пониженной фильтрационной способностью. Считается, что коллекторы IV класса содержат промышленные запасы углеводородов, а значит, породы исследуемого пласта могут быть рассмотрены как потенциально продуктивные для разработки. Для более подробной характеристики коллекторских свойств литологически неоднородных толщ целесообразно рассчитывать индикатор гидравлической единицы потока FZI (Flow zone indicator) – параметр, интегрирующий в себе пористость и проницаемость коллектора, предложенный зарубежными учеными [Amaefule et al., 1993]. Таким образом, для пласта БГ₂₅ значения FZI изменяются от 0.19 до 7.80 и подразделяются на три класса коллекторов с близкими характеристиками структуры порового пространства. Значения от 0.1 до 0.7 отражают коллекторы 1-го класса с низкими ФЕС и характеризуют породы фаций БПР, БМБ, БМВ и БМР с преимущественно алевритовым составом, плохой и средней сортировкой материала, полого-волнистой слоистостью, нарушенной жизнедеятельностью биоорганизмов. К классу 2 (FZI от 0.8 до 2.0, породы со средними ФЕС) относятся алеврито-песчаные отложения фации БПА. Коллекторы с высокими ФЕС относятся к классу 3, который определяется значениями комплексного параметра от 2.1 до 7.8 и характеризует темпеститы фации БМР с хорошо сортированным осадком, косо-волнистой и бугорчатой слоистостью и первой степенью биотурбации. Следует отметить, что дифференциация ФЕС на низкие, средние и высокие имеет смысл только внутри исследуемого пласта, рассматриваемого как единое гидродинамически связанное геологическое тело.

Литература

- Алексеев В.П. Атлас субаквальных фаций нижнемеловых отложений Западной Сибири (ХМАО-Югра). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. 284 с.
- Бижу-Дюваль Б. Седиментационная геология. М.–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2012. 704 с.
- Ботвинкина Л.Н. Ритмит – особый текстурный тип породы смешанного состава // Литология и полез. ископаемые. 1966. № 5. С. 3–16.
- Скоробогатов В.А., Строганов Л.В. Гыдан: геологическое строение, ресурсы углеводородов, будущее... М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2006. 261 с.
- Ханин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа нефтегазоносных провинций СССР. М.: Недра, 1973. 304 с.
- Чернова О.С. Схема классификации текстур осадочных горных пород // Литология и геология горючих ископаемых. Вып. VI (22). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2012. С. 27–45.
- Amaefule J.O., Altunbay M., Tiab D., Kersey D.G., Keelan D.K. Enhanced Reservoir Description: Using core and log data to identify Hydraulic (Flow) Units and predict permeability in incored intervals/wells // SPE 26436: 68th Ann. Tech. Conf. and Exhibit. Houston, Tx. 1993. P. 205–220.
- Einsele G. Sedimentary basins: Evolution, facies and sediment budget. Springer, 2000. 792 p.

РАННЕТОММОТСКАЯ КАРБОНАТНАЯ ПЛАТФОРМА НА СИЛИКОКЛАСТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ ОЛЕНЕКСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА

Марусин В.В.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,
marussin.vas@gmail.com

Как известно, в раннекембрийское время на большей части Сибирской платформы имели распространение обстановки карбонатной и эвапоритовой седиментации, что в существенной степени осложняет выявление и корреляцию разновозрастных уровней [Кембрий..., 1992]. Однако северо-восточная ее часть (Юдомо-Оленекский структурно-фациальный регион) охарактеризована распространением открыто-морских фаций и позволяет выявить непрерывную осадочную последовательность в пограничном интервале позднего венда и раннего кембрия.

Пограничные отложения венда и кембрия на Оленекском поднятии северо-востока Сибирской платформы выделяются в объеме кессюсинской серии и представляют большой интерес для изучения ввиду благоприятных литологических и геохимических условий, а также представительной палеонтологической охарактеризованности. Детальные литологические, палеонтологические и геохимические исследования кессюсинской серии позволили в значительной степени уточнить схему стратиграфического расчленения данного интервала [Nagovitsin et al., 2015] и **реконструировать фациальную структуру. Кессюсинская серия, которая** включает в себя (в стратиграфической последовательности) сыаргалахскую, маттайскую и чускунскую свиты, имеет смешанный карбонатно-силикокластический состав и характеризуется широким распространением отложений, отвечающих седиментации в обстановках открытого шельфа. Благоприятные литологические условия позволили также с большой степенью достоверности установить и обосновать в кессюсинской серии положение нижней границы кембрия: первое появление диагностических томмотских форм (раковин моллюсков *Aldanella attleborensis* и *Watsonella crosbyi*) происходит в верхней части маттайской свиты, вблизи датированного уровня 529.7 ± 0.3 млн лет [Kaufman et al., 2012], и сопровождается значительным обогащением таксономического состава комплекса мелких скелетных остатков.

Однако особый интерес представляет специфический интервал карбонатно-обломочных пород в верхней части маттайской свиты, которая в разработанной модели отвечает фации волнистослоистых песчаников. Эта фация имеет ярко выраженное регрессивное строение и характеризуется постепенным замещением тонкослоистых алевро-аргиллитов с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников сперва на переслаивающиеся алевролиты и песчаники, а после – на горизонтально- и волнистослоистые средне-крупнозернистые песчаники. Основываясь на текстурных особенностях и характере взаимоотношения литотипов, а также на вариациях состава характеризующего фацию комплекса ископаемых следов жизнедеятельности (ихнофация *Cruziana*), можно сделать вывод, что данная фация отражает постепенное смещение из зоны затухания мутиевых струй в области подводных илистых равнин в зону волнений и течений, характеризующуюся постоянным привнесом осадка плотностными потоками и его переработкой волнами. Упомянутый выше карбонатный интервал в верхней части маттайской свиты (появляется в кессюсинской серии вблизи основания томмотского яруса) приурочен к относительно проксимальным обстановкам фации волнистослоистых песчаников и представляет собой выдержанный мощный (до 17 м) пласт карбонатно-обломочных пород (фация органогенно-обломочных известняков), имеющий широкое распространение в междуречье рр. Оленек и Хорбусуонка. В литературе этот интервал получил название «Суордахский биогермный пласт» (по руч. Суордах), ввиду широкого распространения в его верхней части караваеобразных и куполовидных органогенных построек [Мешкова и др., 1973].

В результате детального изучения литологического состава, а также латеральных и стратиграфических взаимоотношений «Суордахского биогермного пласта» и вмещающих отложений удалось выявить вероятные причины возникновения и развития карбонатного массива на силикокластическом шельфе Оленекского палеобассейна. Было установлено, что «Суордахский биогермный пласт» представляет собой парагенез водорослевых, обломочных водорослевых, комковато-сгустковых, а также оолитовых известняков, и отвечает относительно простой раннекембрийской карбонатной платформе. Начало ее формирования, по-видимому, было связано с уменьшением количества поступающего силикокластического материала и увеличением карбонатного. На это указывают горизонты сгруженных конкреций в основании пласта в одних разрезах и оолитовых песчаных известняков – в других. Нижняя часть «Суордахского биогермного пласта» повсеместно представлена обломочными водорослевыми известняками с силикокластической примесью, которые представляют собой мелкие обломки водорослевых построек и отдельные кустики (до 2 см), сложенные микритовыми известняками, располагающиеся в матриксе из кальцисильтитов с большим количеством силикокластических зерен. По мере развития карбонатного массива повсеместно наблюдается постепенное уменьшение количества (вплоть до полного исчезновения) силикокластической примеси, а также увеличение количества и размера обломков и фрагментов водорослей: в нижней части обломки единичны и сравнительно малы, в то время как в верхней части обломки и фрагменты водорослевых построек формируют достаточно крупные (первые сантиметры) агрегаты, не образуя, однако, сплошного каркаса.

В средней части «Суордахского биогермного пласта» в толще обломочных водорослевых известняков практически во всех изученных разрезах начинают появляться сначала невыдержанные и маломощные (до 10 см) прослои, а после – достаточно крупные (до 1.5 м) и протяженные интервалы каркасных водорослевых известняков, которые повсеместно слагают верхнюю часть пласта, часто образуя биогермные куполовидные или грибообразные постройки различной величины (до 4 м в высоту, до 6 м в диаметре). Данный литотип представлен микритовыми водорослевыми известняками, образующими плотный каркас, полости в котором заполняются кальцисильтитами. Вверх по разрезу данный литотип демонстрирует следующие тренды: упомянутое выше образование в верхней части пласта куполообразных построек; постепенное появление и увеличение количества калькаренитов, заполняющих полости в каркасе. Самые верхние части куполообразных построек в верхней части пласта характеризуются частичным разрушением водорослевого каркаса и преобладанием калькаренитов и кальцисильтитов. Для верхних частей разреза «Суордахского биогермного пласта» характерно присутствие горизонтов обломочных водорослевых известняков с калькаренитами, которые связаны постепенным переходом с каркасными водорослевыми известняками и представляют собой разрозненные фрагменты водорослевого каркаса, пространство между которыми заполнено хорошо окатанными калькаренитовыми зернами мелкозернистой размерности. Количество обломков на разных интервалах может варьировать, вплоть до формирования маломощных (первые сантиметры) линзовидных прослоев, сложенных исключительно калькаренитами.

Дальнейшее развитие платформы связано с появлением и постепенным увеличением доли калькаренитов, а также с появлением и широким распространением куполообразных биогермных построек, пространство между которыми заполняется комковато-сгустковыми известняками. Отмеченная выше тенденция к увеличению количества калькаренитов и частичной фрагментации водорослевого каркаса в верхних частях биогермных построек позволяет предположить, что комки и сгустки, заполняющие пространство между биогермами, могут представлять собой продукты разрушения водорослевого каркаса с последующим окатыванием обломков, а перекристаллизация матрикса в комковато-сгустковых известняках может быть обусловлена большим количеством калькаренитов. По периферии платформы, вероятно, активная гидродинамика и постоянный привнос крупной фракции (в нижней и средней частях – силикокластических зерен, в верхней – калькаренитов) препятствовали образованию крупных каркасных водорослевых построек, формируя лишь отдельные мел-

кие биогермы, окруженные калькаренидами и известковыми сгустками. Вне платформы во время ее накопления образовывались обширные песчаные и оолитовые отмели. Отмирание карбонатной платформы, вероятно, было вызвано постепенным увеличением количества приносимого силикокластического материала и захоронением им органогенных построек. На постепенный характер увеличения приносимого песка указывают маломощные прослои мелкозернистых песчаников в верхней части пласта.

Среди каркасообразующих организмов установлены цианобактериальные сообщества рода *Renalcis*, помимо этого встречены многочисленные *Girvanella* и редкие *Botomaella*, которые ранее были также установлены в «Суордахском биогермном пласте» предыдущими исследователями [Мешкова и др., 1973]. Остатки археоциат в составе каркасообразующих элементов не обнаружены. Отсутствие главных раннекембрийских рифостроителей объясняется тем, что формирование карбонатной платформы на Оленекском поднятии происходило в самом начале томмотского века (основание томмотского яруса установлено внутри «Суордахского биогермного пласта»), когда археоциаты еще не появились в ископаемой летописи. Также для фации весьма характерны скопления раковин скелетных организмов и их фрагменты, размеры которых иногда достигают 8 мм – они широко распространены в нижней и средней части пласта, в обломочных водорослевых известняках (как с силикокластической примесью, так и без оной), а также приурочены к интервалам комковато-сгустковых известняков. Как в первом, так и во втором случае фрагменты раковин заполняют пространство между отдельными водорослевыми постройками, их фрагментами, или сгустками. В то же время в каркасных водорослевых известняках раковины чрезвычайно редки. Это позволяет сделать вывод, что раковинные организмы в «Суордахском биогермном пласте» не выполняли роль каркасостроителей, либо обитая в межбиогермных пространствах, либо приносясь в область седиментации потоками.

Литература

- Кембрий Сибири. Новосибирск: Наука, 1992. 135 с.
- Мешкова Н.П., Журавлева И.Т., Лучинина В.А. Нижний кембрий и нижняя часть среднего кембрия Оленекского поднятия // Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. С. 194–214.
- Kaufman A.J., Peek S., Martin A.J., Cui H., Grazhdankin D., Rogov V., Xiao S., Buchwaldt R., Bowring S. A shorter fuse for the Cambrian Explosion // Geological Society of America Abstracts with Programs. 2012. V. 44. P. 326.
- Nagovitsin K., Rogov V., Marusin V., Karlova G., Kolesnikov A., Bykova N., Grazhdankin D. Revised Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform // Prec. Res. 2015. V. 270. P. 226–245.

ГИДРОФАЦИИ ВЕРХНЕДЕВОНСКОЙ КОДИНСКОЙ СВИТЫ ПО ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)

Мельничук О.Ю., Мизенс А.Г.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, o.u.melnichuk@gmail.com

Кодинская свита обнажается по берегам р. Исеть у г. Каменск-Уральский и представляет собой верхнефранский дельтовый конус выноса [Мельничук, 2016]. Ее мощность составляет порядка 1000 м. Свита залегает на неровной, бугристой поверхности кодинской органогенной постройки. В нижней части ее разреза можно выделить две толщи (мощностью 87 и 63 м соответственно). Первая – карбонатно-песчано-глинистая, включает в себя пласты

неравномерно глинистого известняка. Среди органических остатков в глинистых и глинисто-карбонатных пачках отмечены кораллы (колониальные и одиночные), раковины брахиопод, реже – остракоды. В некоторых пластах известняка присутствуют многочисленные онколиты. В песчаных пачках органические остатки редки. Во второй толще увеличивается роль и мощность песчаных пачек, практически исчезают карбонатные пласты, среди органических остатков имеются только брахиоподы и двустворки, редко слагающие скопления. Наличие одиночных и колониальных кораллов предполагает осадконакопление в условиях, близких к нормально-соленым [Друщиц, 1974], присутствие онколитов указывает на крайне мелководно-морские обстановки с высокой гидродинамикой среды [Collin и др., 2005].

Выше по реке, на правобережье (в дорожной выемке), обнажается третья толща, разбитая разломами на несколько блоков. Ее суммарная мощность порядка 180 м. В составе толщи чередуются глинистые, глинисто-песчаные и карбонатно-глинистые пачки, в самой верхней части залегает строматолитовый биогерм с многочисленными онколитами, с кораллами, брахиоподами [Мельничук, Мизенс, 2015]. Для глинисто-песчаных пачек характерно отсутствие фаунистических остатков или наличие раковин только пелеципод и гастропод, вплоть до ракушняков, встречаются ходы илоедов. Содержание бора в аргиллитах таких пачек составляет порядка 51–58 г/т.

В глинистых и карбонатно-глинистых пачках этой толщи много брахиопод, присутствуют гастроподы, пелециподы, членики криноидей, реже встречаются головоногие моллюски, кораллы, мшанки, остракоды. Наблюдается относительное видовое разнообразие брахиопод – около полутора десятка видов. В глинистых породах этих пачек содержание бора максимально (77–88.6 г/т). Возможно, они формировались в условиях, сходных по солености с таковыми самой нижней толщи свиты, хотя и несколько более удаленных от берега. Влияние речной системы на конкретный участок мелководья предполагается незначительным.

Четвертая, глинисто-песчаная толща, мощностью 145–150 м, характеризуется отчетливым преобладанием песчаников в верхней части. Распространены маломощные прослойки органогенно-детритовых известняков, неравномерно песчанистых. В породах присутствуют остатки пелеципод, реже к ним добавляются остатки брахиопод и/или гастропод. Содержание бора в глинистых породах толщи понижено и составляет от 68 до 35 г/т. Разнообразие брахиопод снижается, довольно значительно, до четырех видов. Известно, что наибольшее биоразнообразие наблюдается в нормальносоленых и близких к ним обстановках, в диапазоне солености от 30 до 40‰ [Brenchley, Harper, 1998]. Выше и ниже этих значений разнообразие фауны, в целом, снижается, вплоть до практически полного отсутствия. В связи с чем, можно предполагать уменьшение солености и наличие солоноватоводных и опресненных гидрофаций. Связано это, вероятно, с усилением деятельности дельты, возможно миграцией дельтового рукава.

Описанная (четвертая) толща перекрывается тонко чередующимися песчаниками тонкозернистыми, в основном глинистыми, и аргиллитами неравномерно алевритистыми и песчанистыми (45 м). Встречаются маломощные прослойки (не более 20 см) тонкокристаллических и афанитовых известняков, неравномерно песчанистых. Органические остатки представлены брахиоподами, гастроподами, редко обломками кораллов и отдельными члениками криноидей, тентакулитами, остатками головоногих моллюсков и пелеципод. В самой нижней части толщи обнаружен тонкий, не более 5 см, прослой строматолитового известняка, в песчаниках и аргиллитах присутствуют онколиты. Брахиоподы неравномерно рассеяны по толще и встречаются во всех типах пород, на отдельных уровнях слагают линзы и линзовидные прослойки. Их видовое разнообразие увеличивается до десяти. Однако содержание бора в глинистых породах толщи низкое, не более 40 г/т, что указывает на несколько опресненные гидрофации. Объяснить подобное противоречие можно как неравномерным содержанием гидрослюды в кодинских аргиллитах [Мельничук, 2015], так и мнимым разнообразием фауны на данном участке шельфа, возникшим в результате привноса ее с более отдаленных участков акватории во время шторма, либо прибою. На что может указывать

несколько фактов. Наибольшее разнообразие брахиопод и присутствие нормально-морских организмов отмечено в линзовидных прослоях. Фоссилии в них приобрели различную ориентировку, были механически деформированы – сжаты, помяты и поломаны. В других пробах отмечается небольшое видовое разнообразие (не более 5).

Выше, в песчано-глинистой (около 200 м) и преимущественно песчаной (не более 150 м) толщах остатки фауны практически отсутствуют. Содержание бора в аргиллитах крайне низкое (до ~28 г/т), что указывает на опресненные обстановки накопления осадков. Причиной отсутствия фауны может быть не только изменение солености, но и изменение содержания кислорода в придонных водах, температуры, наличие большого количества взвешенного материала в воде, а также близость к очагам подводной вулканической деятельности [Марковский, 1966]. Наиболее вероятно, что в данном случае мы имеем дело не только с пониженной соленостью, но и с высокими темпами осадконакопления [Мельничук, 2016].

Завершают разрез кодинской свиты отложения прodelьты, среди которых присутствуют, в самой верхней части толщи, отложения мутьевых потоков [Мельничук, 2016]. Они, как правило, возникают в наиболее удаленных от побережья районах дельты. Фоссилии здесь практически отсутствуют, кроме редких горизонтальных ходов илоедов и единичных брахиопод. Это, вероятно, обусловлено теми же факторами, что и в подстилающих толщах.

На классификационной диаграмме В–Ga [Кейт, Дегенс, 1981], предназначенной для разделения морских и пресных обстановок, большинство фигуративных точек аргиллитов попадает в поле пресноводных гидрофаций. Небольшое число, 4 пробы из нижней части разреза, попадают в поле морских обстановок, но при этом достаточно близки к остальным точкам. Вероятно, индикаторное значение для разделения морских и более пресных обстановок в конкретной свите находится на уровне ~70 г/т.

Интересно, что содержание бора вверх по разрезу уменьшается, от ~89 до 28 г/т, сначала несколько скачкообразно, затем плавно. Бор – талласофильный элемент [Юдович, Кетрис, 2011], поэтому подобные изменения могут либо свидетельствовать в пользу неравномерного усиления влияния реки на конкретный прибрежный участок водоема, либо говорить об удаленности от берега. Это предположение находит свое отражение и в интерпретации палеонтологических данных, но не совсем полно. Во-первых, в контексте изучаемой системы «река–море» следует говорить не о морских, а о близких к нормально-морским, и не о пресных, а о солоноватоводных обстановках. В обстановках с пониженным содержанием бора (до 45 г/т), классифицируемых как пресные, встречаются остатки раковин брахиопод – морских и солоноватоводных организмов [Друщиц, 1974]. Во-вторых, изучение распределения фоссилий и их разнообразия дополняет и детализирует полученные по геохимическим данным реконструкции.

Таким образом, в позднефранское время на территории современного восточного склона Среднего Урала можно предполагать наличие нормально соленого морского бассейна, вероятно, связанного с океаном. Влияние дельты на среду осадконакопления усиливалось постепенно, вначале оно было незначительным, затем более значительным. Вполне возможно, что это связано с миграцией дельтового конуса.

Литература

- Друщиц В.В. Палеонтология беспозвоночных. М.: Изд-во МГУ, 1974. 528 с.
- Кейт М.Л., Дегенс Э.Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков // Геохимические исследования. М.: Наука, 1981. С. 56–84.
- Марковский Б.П. Методы биофациального анализа. М.: Недра, 1966. 271 с.
- Мельничук О.Ю. Литохимия глинистых пород кодинской свиты (восточный склон Среднего Урала). Эволюция осадочных процессов в истории Земли. Т. II. М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2015. С. 424–426.
- Мельничук О.Ю. Фации прodelьты в составе позднедевонского конуса выноса (восточный склон Среднего Урала) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 19. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2016. С. 201–205.

Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А. Разрез верхнедевонской кудинской свиты на правом берегу р. Исеть (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 64–70.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

Brenchley P.J., Harper D.A.T. Palaeoecology: Ecosystems, environments and evolution. Chapman and Hall, London, 1998. 424 p.

Collin P., Loreau J., Courville P. Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian-Oxfordian, south-eastern Paris basin, France) // Sedimentology. 2005. V. 52. P. 969–985.

КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КУДИНСКОЙ И КОТОВСКОЙ СВИТ В ИРКУТСКОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Михеева Е.А., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Фролова А.О.

Институт земной коры СО РАН, mikheeva@crust.irk.ru

Иркутский угольный бассейн находится на юге Сибирской платформы и простирается вдоль Восточного Саяна – от оз. Байкал на юго-востоке до р. Уды в районе г. Нижнеудинска на северо-западе. В настоящее время для отложений бассейна действует региональная стратиграфическая шкала, принятая в 1981 г., по которой выделены черемховская (плинсбах–низы тоара), присаянская (тоар-аален) и кудинская (условно аален) свиты [Решения..., 1981]. В юго-восточной части бассейна, в пределах Ангаро-Котинской межгорной впадины, выделены: дабатская, тальцинская и котовская свиты, считающиеся аналогами черемховской, присаянской и кудинской свит соответственно [Решения..., 1981]. Однако, существует альтернативная точка зрения, по которой наиболее древней является котовская свита (называемая байкальской), за которой следуют дабатская, черемховская и присаянская свиты, а кудинская исключена из рассмотрения [Акулов и др., 2015]. Одной из главных проблем корреляции свит байкальской серии со свитами основной части Иркутского угольного бассейна заключается в том, что ее свиты заметно смещены постюрскими надвигами относительно их исходного залегания [Гладков и др., 2002].

Отложения Иркутского угольного бассейна представлены незрелыми континентальными осадками первого цикла (на основании петрографических и геохимических данных). Свиты в отложениях бассейна выделяли и коррелировали по литологическому составу и угольным пластам, что при значительной фациальной изменчивости затруднительно. Возраст свит определялся по палеоботаническим данным, что не дает однозначного результата.

Кудинская свита имеет ограниченное распространение в пределах Иркутского угольного бассейна и наиболее широко представлена в Прииркутской впадине. Ранее отложения свиты выделяли более локально, однако по результатам последних геолого-съёмочных работ, границы распространения свиты расширили [Объяснительная..., 1999]. Кудинская свита сложена конгломератами, песчаниками, реже алевролитами и аргиллитами с маломощными (первые десятки сантиметров) прослоями углей. В отложениях свиты установлено несколько горизонтов вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, представленных пепловыми туфами, туфоалевролитами и туфопесчаниками [Кизияров, Мешалкин, 1978; Объяснительная..., 1999]. Отложения кудинской свиты опробованы нами по правобережью р. Куда в 2 км севернее дер. Жердовка (стратотипический разрез), в придорожном карьере на 19 км тракта г. Иркутск–пос. Качуг, в карьере в правом борту верховьев р. Ушаковка по трассе г. Иркутск–пос. Большое Голоустное.

Конгломераты кудинской свиты мелко- и среднегалечные, хорошо окатанные. Гальки конгломератов представлены преимущественно вулканитами среднего состава, их туфами, редко встречаются базальтоиды. Цемент кварц-полевошпатовый, разнозернистый, песчаный. Песчаники полевошпатово-кварцевые, бледно-желтые с контактово-поровым глинисто-железистым цементом, а также белесые с глинистым цементом, несортированные (преимущественно мелко-среднезернистые), неокатанные либо слабо окатанные. Среди обломков горных пород преобладают эффузивы разной степени изменения, средне-кислого и кислого состава. Тяжелая фракция представлена цирконом, гранатом, реже магнетитом, рутилом, титанитом, апатитом, ильменитом, хромитом, турмалином, монацитом и эпидотом. Алевролиты светло-серые, слоистые, по составу подобны песчаникам. Туфопесчаник литовитрокластический с пепловой структурой и базальным цементом представленным кислым вулканическим стеклом (девитрифицированным) в виде черепков и серпиков характерной причудливой формы. Тяжелая фракция представлена цирконом, магнетитом, рутилом, титанитом, апатитом, ильменитом, монацитом и эпидотом.

Котовская свита распространена локально, только в пределах Ангаро-Котинской межгорной впадины, в юго-восточной части бассейна, в районе истока р. Ангара. Свита сложена преимущественно конгломератами, с маломощными (до 0.5 м) прослоями песчаников, а в редких случаях алевролитами, аргиллитами (до 0.5 м) и прослоями углей (первые см). По литературным данным в пределах Ангаро-Котинской межгорной зоны в дабатской, тальцинской и котовской свитах также есть вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы [Скобло и др., 2001]. Отложения котовской свиты опробованы нами на юго-западном побережье оз. Байкал, в 18 км к северо-востоку от истока р. Ангара в левом борту р. Малые Коты (в районе дер. Большие Коты), в районе мыса Скриппера (в 6 км северо-восточнее от д. Большие Коты) и на «Чаячьем утесе» (береговое обнажение в 9 км северо-восточнее от д. Большие Коты).

Конгломераты котовской свиты крупногалечные и валунные хорошо окатанные, галечный материал представлен гранитоидами, гнейсами вулканитами среднего состава и их туфами. Цемент кварц-полевошпатовый, разнозернистый, песчаный или песчано-гравийный. Песчаники полевошпат-кварцевые, желтоватые с контактово-поровым глинисто-железистым цементом, несортированные (преимущественно средне-крупнозернистые), неокатанные либо слабо окатанные. Среди обломков горных пород преобладают гнейсы и эффузивы средне-кислого и кислого состава, разной степени изменения. Тяжелая фракция представлена цирконом, реже магнетитом, рутилом, апатитом, турмалином, монацитом и эпидотом. Аргиллиты светло-серые, слоистые насыщенные органическим веществом, по составу подобны песчаникам.

Песчаники кудинской свиты хорошо отделяются от более древних юрских песчаников (присянской, тальцинской и дабатской свит) по химическому и изотопному (**Sm-Nd**) составу. Для песчаников кудинской свиты характерны повышенные содержания SiO_2 (59–76 мас. % в отличие от 42–72 мас. % в более древних свитах), а также пониженные V, Cr, Co, Ni и меньший разброс по содержаниям других петрогенных оксидов. Таким образом, по геохимическим данным состав питающих провинций отложений кудинской свиты, по сравнению с более древними юрскими свитами, сменился на более кислый, а также уменьшилась доля базитовой составляющей. По **Sm-Nd изотопным данным в юрских песчаниках Иркутского угольного бассейна** фиксируется смена значений $\epsilon_{\text{Nd}}\text{T}$ от резко отрицательных (–21.7) в низах дабатской свиты (аален) в сторону положительных значений в верхах кудинской свиты (до –2.1) (аален), что говорит о смене источника сноса с коровой составляющей на источник с мантийными характеристиками.

Химический состав отложений котовской свиты также характеризуется повышенными содержаниями SiO_2 (60–74 мас. %). По содержаниям других петрогенных оксидов и микроэлементов границы значений для котовской и кудинской свит также очень близки. Определений **Sm-Nd изотопного состава в песчаниках котовской свиты на данный момент** не проводилось. На классификационной диаграмме [Heron, 1988] песчаники обеих свит

падают в поля вакк и аркоз. Составы песчаников кудинской и котовской свит вынесенные на диаграмму $(CaO + MgO) - SiO_2 / 10 - (Na_2O + K_2O)$ [Тейлор, МакЛеннан, 1988] показывают, что они накапливались при разрушении пород предпочтительно кислого состава.

Таким образом, по имеющимся минералого-петрографическим и геохимическим данным, исследованная конгломератовая часть котовской свиты коррелирует с кудинской свитой.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-35-60005).

Литература

- Акулов Н.И., Фролов А.О., Мащук И.М., Акулова В.В. Юрские отложения южной части Иркутского осадочного бассейна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 4. С. 1–24.
- Гладков А.С., Черемных А.В., Лунина О.В. Деформации юрских отложений южной окраины Иркутского амфитеатра // Геология и геофизика. 2002. Т. 41. № 2. С. 220–226.
- Кизияров Г.П., Мешалкин С.М. Первая находка вулканических туфов в юре Иркутского угленосного бассейна // Геология и геофизика. 1978. № 2. С. 138–142.
- Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200 000: Серия Ангарская, Лист N-48-XXXIII. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 206 с.
- Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: МСК СССР, 1981. 91 с.
- Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляция). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕНДСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ОСЕЛКОВОЙ СЕРИИ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ

Мотова З.Л.

Институт земной коры СО РАН, motova@crust.irk.ru

Неопротерозойские осадочные породы широко распространены вдоль южной окраины Сибирского кратона. В Бирюсинском Присянье отложения этого возраста представлены породами карагасской и оселковой серий. Осадочные толщи оселковой серии с эрозионным контактом залегают на образованиях карагасской серии и не контактируют с породами фундамента Сибирского кратона. В составе оселковой серии выделяется три свиты: марнинская, удинская и айсинская [Советов, Комлев, 2005]. Марнинская свита, с валунно-галечными отложениями в основании, характеризуется выдержанностью состава по всему разрезу и сложена преимущественно песчаниками и гравелитами с прослоями доломитов и алевролитов. Мощность отложений марнинской свиты варьируется от 400 до 660 м. Удинская свита с размывом залегают на породах нижележащей марнинской свиты и сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами, чередующимися между собой. Суммарная мощность удинской свиты составляет 200–550 м. Верхняя часть оселковой серии – айсинская свита, с размывом залегают на отложениях удинской свиты и характеризуется тонкозернистым составом пород, представленных в основном песчаниками и алевролитами. Мощность отложений айсинской свиты – 200–700 м [Советов, Комлев, 2005]. Согласно современным представлениям, накопление отложений оселковой серии происходило в пределах обширного

окраинно-континентального шельфа [Эволюция..., 2006; Летникова и др., 2013; Советов и др., 2015]. Вендский возраст отложений оселковой серии был установлен на основании межрегиональных стратиграфических корреляций [Советов, Комлев, 2005]. Проведенные исследования детритовых цирконов, отобранных из отложений удинской свиты [Летникова и др., 2013], а также из пород айсинской свиты [Советов и др., 2015], подтвердили вендский возраст накопления оселковой серии.

Для петрографических и литогеохимических исследований были опробованы все три свиты оселковой серии. Кроме того, из песчаников верхней и нижней подсвит удинской свиты были отобраны пробы для изучения детритовых цирконов.

Петрографические исследования терригенных пород всех трех свит оселковой серии позволили выделить четыре основные группы пород: кварцевые гравелиты, кварцевые песчаники, полимиктовые песчаники и полимиктовые алевропесчаники. Отложения марнинской свиты представлены кварцевыми песчаниками и гравелитами, петрографические характеристики которых не обнаруживают каких-либо значимых отличий. Породы марнинской свиты сложены плохо отсортированным, полуокатанным и неокатанным обломочным материалом. В составе песчаников и гравелитов марнинской свиты преобладают кварц и полевые шпаты. Обломки пород представлены гранитоидами и кварцитами. Вторичные изменения проявлены пелитизацией полевых шпатов с образованием глинисто-гидрослюдистого агрегата (иллит-серицит), а также гребневидным обрастанием обломочных зерен полевых шпатов аутигенным калиевым полевым шпатом. Повсеместно отмечается хлоритизация биотита, слабый катаклаз и образование гидроокислов железа.

Породы нижней подсвиты удинской свиты представлены кварцевыми песчаниками и гравелитами, сложенными плохо отсортированными полуокатанными и неокатанными обломками. В минеральном составе преобладают кварц и полевые шпаты. Обломки пород представлены гранитоидами и кварцитами. Вторичные изменения выражены пелитизацией полевых шпатов с образованием глинисто-слюдистого агрегата, также отмечается слабый катаклаз и образование гидроокислов железа.

Верхняя подсвита удинской свиты сложена кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и алевропесчаниками, сформированными обломками различной степени окатанности, плохой и средней степени сортировки. В минеральном составе пород преобладают кварц и полевые шпаты. Обломки пород представлены гранитоидами и кварцитами.

Отложения айсинской свиты представлены полимиктовыми алевропесчаниками, сложенными обломочным материалом различной степени окатанности и сортировки. В составе пород преобладают кварц и полевые шпаты. Среди обломков пород отмечаются гранитоиды, кварциты, аргиллиты и эффузивы основного состава.

Для пород марнинской свиты характерны высокие концентрации калия ($K_2O = 2.37\text{--}3.68$ мас. %) при низких содержаниях натрия ($Na_2O = 0.04\text{--}0.12$ мас. %), при этом отношение K_2O/Na_2O изменяется от 27 до 45. Для пород нижней части удинской свиты отмечаются аналогичные содержания K_2O (от 0.86 до 2.0 мас. %) и Na_2O (от 0.04 до 0.14 мас. %), отношение K_2O/Na_2O варьируется от 10 до 33. Породы верхней части удинской свиты, а также отложения айсинской свиты характеризуются концентрациями K_2O (от 0.78 до 2.53 мас. %) и Na_2O (от 0.44 до 1.66 мас. %), отношение K_2O/Na_2O в этих породах не превышает 1–2. Подобные литохимические особенности отложений оселковой серии в совокупности с петрографическими признаками вторичных изменений, которые наблюдаются в породах марнинской свиты и нижней подсвиты удинской свиты, а также с учетом расположения точек составов исследуемых пород на диаграмме A–CN–K [Fedо et al., 1995], позволяют сделать вывод о том, что отложения марнинской свиты и нижней части удинской свиты были подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям. Породы всех трех свит оселковой серии характеризуются фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n = 4.7\text{--}19.8$), и обогащением легкими лантаноидами ($La_n/Sm_n = 2.2\text{--}6.0$) относительно тяжелых ($Gd_n/Yb_n = 0.9\text{--}2.3$). Для пород марнинской свиты характерна либо слабо-выраженная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.6\text{--}0.9$) на спектрах РЗЭ, либо положительная

европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 1.4-2.8$), что может быть связано с гидротермально-метасоматическими преобразованиями, которым были подвержены эти отложения [Купцова и др., 2011]. Породы удинской и айсинской свит демонстрируют наличие хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.4-0.7$), что свидетельствует о том, что в области источника разрушались преимущественно магматические породы кислого состава.

Для изучения возраста детритовых цирконов были отобраны пробы кварцевых печатников из верхней и нижней частей удинской свиты. Изотопные исследования проводились методом LA-ICP-MS в Университете наук о Земле (Пекин, КНР). Конкордантные значения были получены для 41 зерна детритовых цирконов, выделенных из кварцевых песчаников нижней подсвиты удинской свиты (проба № 1110). Возраст самого древнего циркона составил 3447 млн лет, самого молодого – 1741 млн лет, возрасты других цирконов характеризуются следующими пиками (млн лет): 1876, 2100, 2711, 2770, 2970. Конкордантные значения были получены для 88 зерен детритовых цирконов из кварцевых песчаников верхней части удинской свиты (проба № 1142). Цирконы по значениям возраста распределились на две группы: архей-палеопротерозойскую и неопротерозойскую. Диапазон значений возраста в архей-палеопротерозойской группе составил 1732–3179 млн лет с основными пиками (млн лет): 1882, 1935, 2005, 2411, 2782, 2570. Значения возраста цирконов неопротерозойской группы варьируются от 611 до 1060 млн лет, с основными пиками (млн лет): 655, 780 и 938.

Полученные архей-палеопротерозойские оценки возраста для детритовых цирконов из нижней и верхней частей удинской свиты соответствуют возрасту пород фундамента Сибирского кратона, и, следовательно, указывают на него как на возможный поставщик обломочного материала в бассейн седиментации удинской свиты. Обилие цирконов неопротерозойского возраста в отложениях верхней части удинской свиты свидетельствует о дополнительном источнике сноса обломочного материала. В качестве возможных источников можно допустить микроконтиненты и островные дуги, существовавшие в пределах Палеоазиатского океана и аккрецированные к южной окраине Сибирского кратона в интервале 610–550 млн лет назад [Ножкин и др., 2007].

Таким образом, полученные в ходе проведенных исследований результаты позволяют сделать следующие выводы: 1) накопление осадочных толщ марнинской свиты и нижней части удинской свиты происходило в пределах обширного окраинно-континентального шельфа, в основном за счет разрушения пород фундамента Сибирского кратона; 2) накопление осадочных толщ верхней части удинской свиты, по всей видимости, происходило в пределах бассейна форланда при поступлении обломочного материала как с Сибирского кратона так и с аккрецированных к нему в венде неопротерозойских образований Центрально-Азиатского орогенного пояса [Ножкин и др., 2007; Советов, 2011; Гладкочуб и др., 2013]; 3) петрографические и литогеохимические особенности изученных толщ оселковой серии, в совокупности с результатами изучения детритовых цирконов, свидетельствуют в пользу того, что процессы гидротермально-метасоматических преобразований, которым подверглись отложения марнинской свиты и нижней подсвиты удинской свиты, могут быть связаны с вендскими аккреционно-коллизийными событиями.

Литература

Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднекембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1150–1163.

Купцова А.В., Худoley А.К., Молчанов А.В. Литогеохимия верхнепротерозойских терригенных отложений южной части Восточно-Анабарского бассейна: эволюция состава источников сноса и вторичные изменения // Вестник СПбГУ. 2011. Сер. 7. Вып. 1. С. 17–31.

Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневецкая И.А., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Джен Х. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr,

Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1507–1529.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. Вендское аккреционно-колиззионное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // Докл. АН. 2007. Т. 415. № 6. С. 782–787.

Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании Оселковой серии Присяня и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 48. № 1. С. 60–79.

Советов Ю.К. Вендский осадочный бассейн на юго-западе Сибирского кратона: два этапа формирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 190–192.

Советов Ю.К., Хоффман М., Казак А.К., Соловецкая Л.В. Две области сноса и петрографические провинции кластического материала вендских осадочных бассейнов Сибирской платформы по данным седиментологического и петрографического анализа и по возрасту детритовых цирконов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 227–229.

Эволюция южной части Сибирского кратона (Интеграционные проекты СО РАН). Вып. 11. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.

Fedo C.M., Yong G.M., Nesbitt H.W. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for weathering conditions and provenance // *Geology*. 1995. V. 23. № 10. P. 291–294.

РАЗВИТИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ ОЛИСТОСТРОМОВЫХ ЗОН В ПОЗДНЕПОЛЕЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСАХ ГОРНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО БУКАНТАУ

Назаров Ж.А.

ГП «Комплексная геолого-съёмочная поисковая экспедиция»,
kompleksuz@bcc.com.uz

В 1950-х гг., с началом планомерного геологического изучения территории Узбекистана восточное окончание гор Букантау было охвачено площадной геологической съёмкой масштаба 1:100 000 и частично 1:50 000. Несмотря на это историю изучения в геологическом отношении горных возвышенностей Джетымтау-II и Тахтатау (СВК) остаётся ещё много нерешённых важных проблем строения и формирования этого своеобразного комплекса отложений. Интерес к его изучению вызывает необходимостью решения закономерностей геологического развития СВК и сопредельных территорий, от правильного решения которых во многом зависит выбор новых направлений геологоразведочных работ.

При проведении полевых геолого-съёмочных работ по теме действующего проекта на Восточно-Букантауской площади обнаружены тела олистостромов в горных возвышенных Джетымтау-II и Тахтатау. Комплекс олистостромовые тел встречен как в эффузивно-осадочной (тубабергенская свита, D-C₂tb) и в террегенно-карбонатной толщах (архарская свита, C₂₋₃ar) и установлены пространственно-временные закономерности их формирования относящихся к средне-позднекаменноугольному времени.

Тубабергенская свита (D-C₂tb) выделена Х.Х. Урмановым с соавторами в 1955 г. Валидность ее подтверждена работами по АФГК-50 (Я.Б. Айсанов и др., 1984 г.). В более поздних работах (А.К. Бухарин и др., 1990 г.) к тубабергенской свите относят только вулканиты базальтового ряда, развитые на северо-западном окончании Северного Букантау, а также в Кииктау и в Джетымтау-II в пределах Северобукантауской подзоны одноименной СФЗ. Порода свиты стратиграфически несогласно залегают на сланцах кумбулакской свиты, а перекрываются трансгрессивно архарской свитой.

Представлена лавами и туфами базальтов, трахибазальтов, андезитов, дацитов с про- слоями кремней, туфопесчаников, туфоконгломератов, глыбами известняков. Преобладают вулканиды преимущественно основного состава.

Возраст свиты дискуссионный. В телах карбонатных и карбонатно-терригенных по- род среди вулканидов обнаружены многочисленные органические остатки всех периодов палеозоя, кроме перми.

Образования тубабергенской свиты развиты в основном, севернее Ирлирской кар- бонатной гряды, незначительно прослеживаются в горах Огузтау, Джетымтау-2, Кииктау, Кокпатас, Окжетпес, в районах кол. Янказган, Бешбулак.

Отложения *архарской толщи* (C_{2-3ar}) на площади исследования наиболее разви- ты в восточном окончании гор Тахтатау. Они вытянуты вдоль южного склона гор в суб- широтном простирании, имея протяженность более 10 км при максимальной мощности более 800 м.

Контакт с подстилающими отложениями на всем протяжении закрыт более молоды- ми образованиями Mz-Kz. **Контакт с вышележащим флишоподным комплексом тахтатаус- кой толщи тектонический.**

Впервые описываемый комплекс пород был выделен в северо-западной части гор Бу- кантау С.А. Кушнарем в 1938 г. и подразделялся им на 3 пачки общей мощностью от 1600 до 2500 м.

Контакт с выше лежащим комплексом тахтатауской свиты трансгрессивных с харак- терным азимутальным и угловым несогласием. Породы этой свиты представлены мелко- зернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты с редкими линзами русловых конгломератов. В конгломератах встречаются тела олистостромов глыбами хлорит-серецитовых слн- цев кумбуллакской свиты. В гальках конгломератов встречается фауна девона и нижнего карбона. В песчаниках – многочисленные остатки хорошей сохранности – *Calamites* sp., *Rensselaeria* sp., *Walchia* sp. В прослоях песчаников – брахиоподы, двустворчатые моллюски и фораминиферы.

Олистостромы (от греч. *olisthos* – скользкость, неустойчивость и *stroma* – подстилка, покрывало) – хаотически нагроможденные скопления переотложенных неотсортированных обломков различных горных пород, сцементированных тонкозернистой глинисто-алеврито- вой массой. Возникают в результате оползневых и обвальных процессов в подводных усло- виях, а также за счет выноса грубообломочного материала мутьевыми потоками. По составу олистостромы очень неоднородны, т.к. в них встречаются блоки и глыбы самых разных размеров из пород различного возраста. Термин олистостромы был предложен итальянским геологом Э. Бенео (1956) на примере брекчий, развитых во флише Южной Италии. В даль- нейшем олистостромы были описаны в других регионах Средиземноморского складчатого пояса, в т.ч. в Альпах, Телль-Атласе, Тавре, Загросе, на Кавказе. Широкое распространение олистостром установлено практически во всех складчатых поясах. В прошлом олистостро- мы выделялись в качестве гетерогенных брекчий, «горизонтов с включениями» и «дикого» (или грубого) флиша. Блоки крупных размеров, смещенные в результате подводных опол- зней, называли олистолитами, а также экзотическими глыбами или осадочными клиппами. Олистостромы образуют тела иногда объемом в несколько тысяч м³. В некоторых разре- зах они насыщают флишевые толщи мощностью в несколько км. Существует определенная связь многих олистостром с тектоническими покровами, т.к. в большинстве случаев они возникают за счет отрыва фронтальных частей перемещающихся шарьяжей. Образование олистостром происходит преимущественно в период активных тектонич. движений на ста- дии замыкания окраинных или внутренних морских бассейнов при столкновении литосфер- ных плит, чаще всего островных дуг с континентами.

СВК является классическим местом распространения олистостромовых (подводно- оползневых) образований, которые известны здесь в отложениях позднекаменноугольного времени. Олистостромы представляют собой линзы и блоки разного литологического со- става (с преобладанием известняков) и размера с нарушенной, вследствие оползания, сло-

истостью и включениями более древних пород, чем вмещающая масса. Особенно большого размаха и распространения они получили в отложениях тубабергенской и архарской свит.

На основании геолого-съёмочных работ обнаружены и апробирована детальная классификация олистостромовые тела, базирующаяся на морфологических и генетических особенностях. По морфологии и степени интенсивности оползневые деформации делятся на потоковые и складчатые, среди последних можно выделить симметричные, асимметричные, сложные складки, колобки и рулеты, а также, впервые выделенные, – сигмоидные деформации. Присутствие в разрезе олистолитов представляет, в совокупности с оползневыми образованиями, собственно тело олистострома. По внутреннему строению олистолиты разделяются на ненарушенные и нарушенные. В особую группу выделены образования, парагенетически связанные с олистостромами – кластические дайки, погребенные разрывы, стратиформная трещиноватость, локальные несогласия.

Олистолиты сложены чаще породами кумбулакской свит и имеют огромные размеры – до 50–100 м по длинной оси и мощностью до 15–20 м. В отдельных случаях в строении единой олистоплаки принимают участие последовательно породы позднекаменноугольного времени, сероцветной, зеленой, кумбулакской свит. Встречаются и более мелкие включения размером 0.5–1.5 м, состоящие из пород одного стратиграфического подразделения. Целенаправленными полевыми исследованиями обнаружены многочисленные асимметричные складки оползания, которые опрокинуты в северном и северо-восточном направлении. Впервые проводятся детальные исследования по распространению олистостромовой толщи в естественных разрезах и в пределах всего работ позволить выявить основные закономерности в строении и развитии олистостромов. Полевыми исследованиями, целью которых являлось изучение внутреннего строения олистолитов установлено, что часть олистолитов не нарушена, а другая – носит следы интенсивных тектонических дислокаций. Последние выражены брекчированностью, смятием в складки, сильной кливажеподобной трещиноватостью, следами скольжения, многочисленными сдвигами и другими формами, характеризующими процесс интенсивного сжатия.

Протяженность области развития олистостромов с северо-запада на юго-восток достигает до 100 км при ширине полосы их распространения примерно до 45 км при максимальной ширине в районе Джетымтау-II ~8 км.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы. Во-первых, выявленные закономерности в развитии олистостромов отражают условия их генезиса и позволяют обосновать концепцию геодинамического строения района, обусловленного их надвиганием в позднекаменноугольные время Альпийское фазу складчатостью. Эта точка зрения подтверждена последующими сейсмическими исследованиями. Во-вторых, впервые на площади исследования установлен как олистостромовой толщи СВК и установлены пространственно-временные закономерности ее формирования. Выделены и прослежены по площади два уровня распространения олистостромов, которые отражают импульсный характер проявления тектонических движений со стороны Карамуруна ~150 км, севера-западные части гор Букантау. В-третьих, детальное изучение олистостромов позволит раскрыть условия их формирования, и во многом понять историю геологического развития региона и избежать многих ошибок стратиграфического и тектонического порядка. Олистостромы позволяют восстановить направления наклона морского дна, местоположение береговой линии, реконструировать первичную толщину отложений в областях их сегодняшнего отсутствия (источниках сноса олистолитов). Изучение олистостромов СВК позволило также судить о времени проявления тектонических движений и их импульсах, формировании складок и надвигов, о палеосейсмичности региона, об условиях седиментации и о многом другом.

Литература

Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.

ОСОБЕННОСТИ Ca:Mg ОТНОШЕНИЯ В МАЛЫХ ОЗЕРАХ ЮГА СИБИРИ**Овдина Е.А., Страховенко В.Д.***Институт геологии и минералогии СО РАН, oka_2506@mail.ru*

Значение Ca:Mg отношения является важным фактором в процессе образования карбонатов [Folk, Land, 1975; Кийпли, 1983, 1984]. Существует несколько гипотез влияния иона- Mg^{2+} , наличие которого стимулирует преимущественно кристаллизацию высокомагнезиального кальцита или арагонита. Стоит отметить, что кристаллическая решетка арагонита не может присоединять ионы- Mg^{2+} , тогда как в структуре кальцита идет широкое замещение ионов $Ca^{2+} \rightarrow Mg^{2+}$ [Страхов, 1956; Лидер, 1986].

Ряд Ca-Mg карбонатных минералов представляют: 1) *низкомагнезиальные кальциты* с содержанием менее 4–5 мол. % $MgCO_3$ в структуре; 2) *промежуточные магнезиальные кальциты* с содержанием 5–18 мол. % $MgCO_3$ в структуре; 3) *высокомагнезиальные кальциты* с содержанием 30–43 мол. % $MgCO_3$; 4) *Ca-избыточные доломиты*, в структуре которых избыток $CaCO_3$ может достигать 7 мол. % относительно стехиометрического доломита.

Для изучения данной проблемы на примере малых озер юга Сибири использованы материалы полевых и лабораторных работ 2012–2015 гг. В ходе полевых работ отобраны пробы воды и колонки донного осадка. Колонки донных отложений отобраны с катамарана при помощи цилиндрического пробоотборника с вакуумным затвором конструкции НПО «Тайфун» (диаметр 82 мм, длина 120 см). Керн опробовался поинтервально с шагом 3 см или 5 см на глубину от 50 до 120 см. Физико-химические параметры измерялись непосредственно в полевых условиях: pH, общая минерализация воды и содержание кислорода, а также пробы донного осадка сразу взвешивались для дальнейшего расчета влажности.

Методом атомно-абсорбционной спектrophотометрии с использованием методов пламенной и электротермической атомизации в пробах воды и донных осадков определялись значения концентраций микро- и макроэлементов (спектрометр Solaar M6 фирмы Thermo Electron, Англия, который снабжен зеемановским и дейтериевым корректором фона). В результате получены численные значения Ca:Mg отношения в различных компонентах для каждой группы озерных систем.

Методом рентгеновской дифрактометрии (XRD) анализировался минеральный состав проб донных отложений. Рентгеновские исследования проводились на дифрактометре ARLX'TRA (излучение CuK_{α}).

Изучены три группы малых содовых и соленых озер, расположенных в степной зоне, аридных условиях. Озерные системы в каждой группе расположены на компактной территории, имеют единые площади водосбора, ландшафтно-климатические и геолого-геохимические условия.

А) *группа Барабинских озер* (Жилое К, Бильгень, Суеток, Жилое, Сарбалык, Мостовое, Казатово, Чулым, Камбала, Барчин, Бол. Курган, Кайлы, Бол. Чича, Бугристое, Хорошее, Бол. Кайлы, Чистое, Цыбово, Горка), расположенные в центральной части Барабинской равнины;

Б) *группа Тажеранских озер*, расположенных в Тажеранской степи, Прибайкалье, (Хара-Нур, Нуху-Нур, Круглое, Гызги-Нур, Намиш-Нур, Скалистое, Мелкое, Шалар-Нур, Холбо-Нур, Гурби-Нур, Придорожное);

В) *группа Танатарских озер*, расположенных на юге Кулундинской равнины (Рублево, Демкино, Танатар-4, Танатар-6, Йодное, Малиновое).

Воды исследуемых групп озер по значению общей минерализации и составу воды, рассчитанных по формуле Курлова, охватывают интервал от хлоридно-гидрокарбонатных магниевых-натриевых, пресных (со значениями общей минерализации 0.17 г/л) до хлоридных натриевых ультраассолов (со значениями общей минерализации 434 г/л).

Барабинская группа: Ca:Mg отношение в зависимости от общей минерализации воды (TDS г/л) для донных осадков, в подавляющем большинстве, выше, чем для вод изучаемых озер. За исключением оз. Жилое, где Ca:Mg отношение в воде в два раза превышает Ca:Mg соотношение в донных отложениях.

В озерах с общей минерализацией вод в интервале от 0.17 до 1 г/л значения Ca:Mg отношения в воде варьируют от 0.54 до 2.16; после значения общей минерализации воды равной 1.17 г/л наблюдается резкое уменьшение Ca:Mg в воде до 0.37, а затем до значений TDS = 1.6 г/л – Ca:Mg отношение в воде изменяется от 0.24 до 1.68 и попадает в те же пределы, что и до TDS ≤ 1 г/л, исключением является озеро Горка (TDS = 3.2 г/л, Ca:Mg в воде равно 0.24).

В донных отложениях (ДО) озер Барабинской группы большая часть значений Ca:Mg отношения изменяется в интервале от 1.03 до 3.45 до TDS ≤ 1 г/л, однако в оз. Кайлы TDS = 0.79 г/л; Ca:Mg в ДО = 5.59, что является отклонением от общей динамики, а также в оз. Барчин соотношение Ca:Mg в донных осадках является максимальным для всей Барабинской группы при низких значениях TDS = 0.57 г/л – Ca:Mg соотношение в ДО составляет 16.01; состав воды оз. Барчин: гидрокарбонатная магниевое-натриевая, пресная. После TDS ≥ 1 г/л особых изменений также не наблюдается (Ca:Mg в ДО = 1.61–3.38), кроме оз. Горка (TDS = 3.2 г/л; Ca:Mg в ДО = 10.33). Зольность донных отложений озерных систем данной группы варьирует в широких пределах от 31 до 95%.

По результатам рентгеноструктурного анализа образцов донных осадков оз. Барчин выявлено, что в минеральной части осадка существенно доминирует низко Mg-кальцит (~80%) с содержанием в его структуре ~5% MgCO₃, в подчиненных количествах обнаружены кварц ~10%, пирит ~5%, арагонит ~3%, следы плагиоклаза.

Тажеранская группа: в водах тажеранских озер отмечены очень низкие значения Ca:Mg отношения, близкие к нулю. С увеличением общей минерализации величина соотношения понижается с Ca:Mg в воде = 0.5 до Ca:Mg в воде = 0.02.

Такая же зависимость прослеживается и для Ca:Mg соотношения в донных осадках, особенно выделяются два озера с минимальной TDS и максимальными для данной группы значениями Ca:Mg соотношения: оз. Хара-Нур (TDS = 0.53 г/л, Ca:Mg в ДО = 28.15) и оз. Нуху-Нур (TDS = 1.1 г/л, Ca:Mg в ДО = 11). По составу воды оз. Хара-Нур – гидрокарбонатные натриево-магниевые, пресные, оз. Нуху-Нур – сульфатно-гидрокарбонатные натриево-магниевые, солоноватые. Минимальная величина Ca:Mg отношения в донном осадке – в оз. Гурби-Нур (TDS = 9 г/л, Ca:Mg в ДО = 2.65, вода по составу гидрокарбонатно-сульфатная магниевое-натриевая, соленая. В водах озер Гызги-Нур и Холбо-Нур отмечается дефицит иона-Mg²⁺ [Страховенко и др., 2015], однако, в донном осадке соотношение Ca:Mg составляет 4.35 и 5.15 соответственно. Зольность донных отложений изменяется от 68% до 96%.

По результатам рентгеновской дифрактометрии минеральный состав донного осадка оз. Хара-Нур представлен низко Mg-кальцитом, кварцем, плагиоклазом, пиритом, слюдой, амфиболом и гипсом. В минеральном составе донных отложений оз. Нуху-Нур встречается не только низко Mg-кальцит, но также и промежуточный Mg-кальцит, кварц, плагиоклаз, КПШ, слюда, пироксен, пирит. В составе донного осадка оз. Гурби-Нур выявлен почти весь ряд Ca-Mg карбонатных минералов: Ca-избыточный доломит, высоко Mg-кальцит, промежуточный Mg-кальцит, а также кварц, слюда, плагиоклаз, хлорит, пирит. В донных отложениях оз. Гызги-Нур основной фазой является промежуточный Mg-кальцит, кварц, плагиоклаз, КПШ, слюда, амфибол, а в оз. Холбо-Нур: высоко Mg-кальцит, промежуточный Mg-кальцит, кварц, плагиоклаз, слюда, амфибол, низко Mg-кальцит, арагонит, родохрозит.

Танатарская группа: к данной группе относятся озера от гидрокарбонатных магниевое-натриевых солоноватых (TDS = 2.17 г/л) до хлоридных натриевых ультраассолов (TDS = 434 г/л). В донных отложениях Ca:Mg отношение резко выше, чем в водах изучаемых озер.

Имеет место обратная зависимость: при увеличении общей минерализации воды – **Ca/Mg в воде** уменьшается с 0.22 до 0.005. Некоторое исключение представляет оз. Йодное (TDS = 177 г/л, **Ca:Mg в воде = 0.17**).

В *донных отложениях* происходит понижение **Ca:Mg соотношения** со значения общей минерализации воды равной 2.17 г/л (**Ca:Mg в ДО = 3.26**) до значения общей минерализации воды равной 41.5 г/л (**Ca:Mg в ДО = 0.67**), однако далее с TDS = 52.3 г/л (**Ca:Mg в ДО = 0.92**) происходит повышение **Ca:Mg отношения** до TDS = 434 г/л (**Ca:Mg в ДО = 2.96**). Зольность донных отложений изменяется от 43% до 96%.

Максимальные значения **Ca:Mg в ДО обнаружены в оз. Демкино** с TDS = 2.17 г/л (вода гидрокарбонатная магниевая-натриевая, солоноватая) и оз. Малиновое с TDS = 434 г/л (вода хлоридная натриевая, ультрарассол). В минеральном составе донного осадка оз. Демкино основной фазой являются высоко **Mg-кальцит** и **Ca-доломит**, присутствует малая примесь кварца, следы арагонита, плагиоклаза, КППШ, смектита. В оз. Малиновое в верхних горизонтах основную фазу представляет галит, в резко подчиненных количествах присутствует арагонит, тенардит, астрахонит, кварц, плагиоклаз, доломит, трона, следы кальцита. В нижних горизонтах донных отложений оз. Малиновое основная фаза состоит из арагонита, присутствует примесь галита, кварца, плагиоклаза, кальцита, доломита, следы слюды, хлорита, мирабилита.

Минимальные величины **Ca:Mg соотношения в ДО – в оз. Танатар-6** с TDS = 41.5 г/л, **Ca:Mg в ДО = 0.67**. В минеральном составе преобладает кварц, плагиоклаз, **Ca-избыточный доломит**, доломит, кальцит, галит, примеси слюды, хлорита, сидерита.

Выводы из проведенных исследований можно сформулировать следующим образом: 1) распределение **Ca:Mg соотношения в зависимости от общей минерализации воды (г/л)** является, в целом, закономерным для каждой изученной группы озер. Для пресных озер Барабинской и Тажеранской групп характерно, при значениях общей минерализации воды от 0.53–1.1 г/л и высоких значениях **Ca:Mg соотношения**, осаждение низко магниезиального кальцита и промежуточного магниезиального кальцита. В соленых озерах всех изученных систем (начиная с минерализации – 3.2 г/л) происходит садка минералов кальцит-доломитового ряда с высоким содержанием Mg^{2+} ; 2) нарушение общей динамики распределения **Ca:Mg соотношения в донных отложениях в зависимости от общей минерализации воды (г/л)** происходит либо в результате биохемогенных процессов (оз. Барчин, оз. Малиновое), либо из-за наличия в донных осадках терригенных минералов, в составе которых магний является одним из основных катионов (оз. Гызги-Нур, оз. Холбо-Нур).

Исследования выполнены в рамках плана НИР и при поддержке гранта РФФИ (№ 16-05-00132а).

Литература

- Кийли Т.* Доломиты в Вязской свите среднего ордовика Эстонии // Изв. Ак. наук ЭССР. 1983. Т. 32. № 2. С. 60–68.
- Кийли Т.К.* Генезис и распространение промышленных залежей малопримесных известняков и доломитов в Эстонской ССР. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Таллин: 1984, 160 с.
- Лидер М.* Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир, 1986. 439 с.
- Страхов Н.М.* О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 5–27.
- Страховенко В.Д., Солотчина Э.П., Восель Ю.С., Солотчин П.А.* Геохимические факторы аутигенного минералообразования в донных отложениях Тажеранских озер (Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 10. 1825–1841.
- Folk L.R., Land L.S.* Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite // AAPG Bull. 1975. V. 59. P. 60–68.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ

Павлова А.В.

Уральский государственный горный университет,
ИГГ УрО РАН, *exclusive_25@mail.ru*

Архей и протерозой охватывают преобладающую часть истории Земли: от ~4.6 до 0.542 млрд лет (начало фанерозоя). Даже если исключить из этого времени «лунную стадию» – хадей (4.6–4.0 млрд лет), то и тогда на докембрий придется порядка 86% всей геологической истории Земли. Ниже кратко характеризуются особенности геохимии докембрия по Л.И. Салопу [1982]. Конечно, за прошедшие со дня публикации указанного труда почти 40 лет, многие представления в геологии докембрия стали существенно или принципиально иными, но нам представлялось важным еще раз привлечь внимание к этой работе, как к одной из первых попыток дать всеобъемлющую картину развития нашей планеты на протяжении большей части ее «геологической жизни», а также показать особенности распределения в разрезах докембрия черных сланцев – одного из самых интересных геохимических объектов.

Катархей (алданий, 4.4(?)–3.5 млрд лет). В составе катархея Л.И. Салопом выделяется шесть литостратиграфических комплексов: иенгрский, унгринский, федоровский, сутамский, слюдянский и исуанский. Первые пять комплексов представлены метаморфическими породами, отвечающими гранулитовой и амфиболитовой фациям регионального метаморфизма. В комплексе Исуа присутствуют древнейшие осадочные породы (метаконгломераты), он метаморфизован гораздо слабее: в пределах амфиболитовой–зеленосланцевой фаций. К началу катархея, вероятно, завершилась диссипация первичной атмосферы планеты и возникла мощная и плотная существенно воднопаровая углекислотная бескислородная атмосфера. Хотя светимость Солнца в катархее была меньше, чем в фанерозое, многие исследователи тем не менее считают, что климат был жарким – вследствие высокого содержания в атмосфере парниковых газов (CO_2 и CH_4).

Теоретически и экспериментально доказано, что парниковый эффект мог в существенной степени усиливаться при присутствии в атмосфере даже небольших количеств (> 1 г/т) карбонил-сульфида OCS, возникающего за счет взаимодействия CO и SO_2 . Появление в атмосфере O_2 должно было привести к исчезновению OCS и превращению сернистых соединений в H_2SO_4 , повлекшему первое появление сульфатных осадков. Оба эффекта сопровождались похолоданием [Ueno, 2010]. При снижении температуры поверхности Земли ниже 370°C образовался первичный океан хлоридного состава – Панталасса. В верхних слоях атмосферы появился озоновый экран и, по-видимому, ~3.3 млрд лет назад (?) в океане возникли первые прокариоты – археи и цианеи. В верхах катархея (слюдянский литостратиграфический комплекс Л.И. Салопа) среди Панталассы, вероятно, могли образоваться первые небольшие участки суши, где формировались эвапориты и коры выветривания, порождавшие контрастные хемогенные осадки в океане – кремнистые, глиноземистые, карбонатные, а также первые черные сланцы.

Верхний архей или палеопротозой (онтарий, 3.5–2.6 млрд лет). В составе палеопротозоя выделяется четыре литостратиграфических комплекса, отвечающих отдельным частям надсерии Свазиленд в Южной Африке (или надсерии Онтарио в Канаде). Первые два существенно вулканогенных комплекса относятся к нижнему палеопротозою – коматитовый и киватинский (или Гелук) с маркирующим подкомплексом Стип-Рок, в котором много карбонатных пород. Выше следует комплекс Фиг-Три (или тимискамингский), сложенный преимущественно обломочными породами. Разрез завершается комплексом Модис, содержащим конгломераты, кварциты, известняки и глиноземистые породы.

Примечательной особенностью палеопротозоя являются «окаймленные гнейсовые купола» в пределах гранит-зеленокаменных областей. По мнению Л.И. Салопа [1982], они,

по-видимому, фиксируют места падения крупных метеоритов, дробивших земную кору и тем инициировавших магматизм. В верхах палеопротозоя уже известны довольно мощные толщи черных сланцев – в литостратиграфических комплексах Тимискаминг и Модис. Черносланцевые образования этого возраста известны и достаточно хорошо изучены среди образований лопийского комплекса в Западной Карелии и Восточной Финляндии [Юдович, Кетрис, 1988]. Поскольку фотосинтезирующих организмов в палеопротозойской биосфере было еще слишком мало, выдвинута идея о «водородной жизни» – термофильных водородопотребляющих археях как основных биопродуцентах ОВ древних черных сланцев [Юдович, Кетрис, 1988].

Мезопротозой (карелий, 2.6–1.9 млрд лет). Этот эон Л.И. Салопа не совпадает с «палеопротерозоем» Международной шкалы-2004. Последний и начинается позднее (2.5 млрд лет) и кончается намного позже (1.6 млрд лет). Но если нижнюю границу еще можно принять, то согласиться с верхней границей никак нельзя: она «скрадывает» исключительно важный эон Л.И. Салопа – акитканий (1.9–1.6 млрд лет), в течении которого произошли знаменательные геологические изменения в истории Земли. По мнению петербургских геологов Б.А. Лебедева и Э.М. Пинского, эти изменения были настолько важными, что они назвали этот эон «эволюционным скачком Салопа».

В разрезе мезопротозоя выделяется шесть литостратиграфических комплексов. Нижний мезопротозой (2600–2450 млн лет) сложен доминионрифским и витватерсрандским (сариолийским) комплексами. Средний мезопротозой (2450–2160 млн лет) представлен нижним и верхним ятулийским комплексами. Верхний мезопротозой (2160–1900 млн лет) представлен ладожским (трансваальским) и вепским комплексами. Считается, что в середине мезопротозоя средняя температура морской воды была ~60 °С, а большое количество карбонатных пород в разрезах этого времени – свидетельство резкого снижения величины парциального давления CO₂. На мезопротозой приходятся четыре первых в истории Земли глобальных оледенения. В начале мезопротозоя атмосфера еще была бескислородной, но во второй его половине, вследствие расцвета фотосинтезирующих строматолитостроящих организмов, парциальное давление O₂ стало уже вполне достаточным не только для окисления железа в осадках, но и для долговременного пребывания в свободном ... состоянии. Таким образом, в середине мезопротозоя во время образования строматолитовых карбонатных толщ нижнего ятулия (~2400 млн лет назад) произошло весьма важное изменение состава атмосферы: из бескислородной она стала кислородсодержащей, хотя концентрация кислорода была все еще относительно небольшой. Вероятно, количество O₂ составляло в это время первые проценты от современного содержания кислорода в атмосфере [Салоп, 1982]. В работах зарубежных геохимиков это изменение состава атмосферы принято называть Великим Окислительным Событием – GOE (Great Oxidation Event); считают, что GOE произошло примерно 2.45 млрд лет назад. Тем не менее, в период GOE концентрация кислорода была еще чересчур низкой для массового окисления серы и появления достаточного для массовой бактериальной сульфат-редукции количества сульфатов в морской/океанической воде [Hattogy et al., 1983]. **Второй – гораздо более сильный прирост pO₂** – произошел ближе к концу мезопротозоя – перед началом Шунгитовой эпохи (около 2.2 млрд лет назад). Свидетельством этого является находка окисленной палеопочвы (коры выветривания) по субстрату железистых кварцитов среди отложений свиты Kuguman – в верхах надсерии Трансвааль [Holland, Feakes, 1990].

Неопротозой (1.90–1.00 млрд лет). Неопротозойская (байкальская) группа разделяется Л.И. Салопом на четыре части: нижнюю (акитканскую, 1900–1600 млн лет), среднюю (нижнерифейскую, 1600–1350 млн лет), верхнюю (низы среднего рифея, 1350–1200 млн лет) и терминальную (верхи среднего рифея, 1200–1000 млн лет). Отложения акитканской подгруппы неопротозоя сильно отличаются не только от подстилающих их карелид, но и от перекрывающих рифеид. Как указывает Л.И. Салоп [1982], «осадочно-вулканогенные отложения подгруппы принадлежат особым – тафрогенным – формациям, которые возникли в тектонических депрессиях на древних платформах и на стабилизированных карельской

складчатостью участках древних геосинклиналей». В числе прочего, к началу акиткания приурочено и прекращение массового накопления формации железистых кварцитов. Недавно выдвинута гипотеза о том, что это было вызвано падением болида Садбери [Slack, Cannon, 2009].

В разрезах неопротозоя черные сланцы известны в Средней Азии, где они присутствуют среди среднерифейских карбонатных толщ Джунгарского Алатау. Количество $C_{орг}$ в черных сланцах доходит здесь до 16.6%. В указанном регионе присутствуют также низкоуглеродистые метаморфические «ягнобские сланцы» (до 2.6% $C_{орг}$). Мощные черносланцевые толщи неопротозоя описаны на территории Северного и отчасти Среднего Тянь-Шаня. Концентрация $C_{орг}$ в них достигает в ряде случаев 25–30%.

Средний и верхний неопротозой Л.И. Салоп отвечает «мезопротерозою» Международной стратиграфической шкалы-2004, а в российской стратиграфии – раннему (бурзянию) и среднему (юрматиния) рифею. Л.И. Салоп предполагал, что атмосферное давление в неопротозое было уже близким к современному, равно как и химический состав морской воды (хлоридно-сульфатный). По сравнению с карелием, значительно возросла величина атмосферного pO_2 , о чем свидетельствует широкое распространение красноцветов. По мнению Л.И. Салоп, «Увеличение содержания O_2 должно было перевести соединения поливалентных элементов (Fe, Mn, Cr, Ni, Co, Cu, V и др.) в малорастворимые, более окисленные формы и таким образом понизить концентрацию их в морской воде и соответственно уменьшить их геохимическую подвижность».

Эпипротозой (катангий или аделаидий, 1.00–0.65 млрд лет). Данный зон и соответствующая ему группа выделены Л.И. Салопом в 1964 г.; в российской стратиграфии его объем соответствует верхнему рифею + нижнему венду, а в Международной шкале-2004 – нижней части неопротозоя, а именно – тонию (1000–850 млн лет) и части криогения (следует иметь в виду, что в самое последнее время нижняя граница криогения ушла заметно «вверх»). Главной особенностью эпипротозойской группы является присутствие в криогении двух глобальных ледниковых горизонтов: нижнего, около 800 млн лет и верхнего, 780–750 млн лет (временные рамки указанных оледенений в настоящее время также стали существенно более молодыми). Из геохимических особенностей группы Л.И. Салоп отмечает пока плохо понятное распространение Fe руд и баритов: «В частности, не ясна причина приуроченности осадочных железных руд к нижним тиллитам эпипротозоя, а баритоносных пород – к отложениям, венчающим верхние тиллиты». На Среднем Урале к эпипротозою Л.И. Салоп отнес так называемый биарминский комплекс (по названию древнего государства Пермь Великая – Биармия) в составе серий басегской, серебрянской и двух нижних свит сылвицкой серии. Низкоуглеродистые, иногда фосфатоносные черные сланцы здесь известны в федотовской свите басегской серии (подледниковый комплекс), в бутонской свите серебрянской серии (межледниковый комплекс) и в переволокской свите сылвицкой серии (надледниковый комплекс).

Эокембрий (венд s. str., 0.65–0.57 млрд лет). К этому зону, существенно более короткому, чем все остальные, Л.И. Салоп относит отложения, возникшие после катангского диастрофизма (680–650 млн лет), но до начала кембрия. В Международной шкале-2004 граница эдиакарий/кембрий проводится выше: на отметке 542 млн лет. Таким образом, эдиакарий (~635–542 млн лет) и начинается, и кончается позже салоповского эокембрия (венда). Как известно, к началу эдиакария приурочено третье Великое Окислительное Событие в истории Земли – возрастание атмосферного pO_2 , по-видимому, до величины ~1/3 от современного, что и создало предпосылки для появления первых многоклеточных аэробных организмов – Metaphyta и Metazoa. Несмотря на значительное возрастание атмосферного pO_2 , некоторые сибирские литологии, в частности Е.М. Хабаров [2008], считают, что и в позднем рифее–венде океан все еще оставался аноксическим. В этом зоне произошли еще два оледенения: Марино/Варангерское (650–630 млн лет назад) и Байконурское (в самых верхах эдиакария) [Чумаков, 2009]. К числу наиболее известных черносланцевых толщ венда относится так называемый *миньковецкий горизонт* (или калюские слои) ущицкой (или

нагорянской + каниловской) свиты Приднестровья. Низкоуглеродистые черные сланцы (до 2% $C_{орг}$) описаны в редкинской свите Московской синеклизы, предположительно вендскими являются черные сланцы шотландских каледонид («средний Дальред»?). Возможно, к венду относятся низкоуглеродистые черные сланцы сорнинской свиты енисейской серии Алтае-Саянской области. На Сибирской платформе известна хатыспытская свита (западные и северные склоны Оленекского поднятия), где содержание $C_{орг}$ в некоторых образцах составляет до 12–14%.

Литература

- Салон Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
- Хабаров Е.М. Особенности развития Патомского бассейна в неопротерозое по данным седиментологических и изотопно-геохимических исследований // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 358–360.
- Чумаков Н.М. Поздневендский байконурский ледниковый горизонт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 4. С. 28–31.
- Юдович Я.Э., Керпус М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
- Hattory K., Campbell F.A., Krouse H.R. Sulphur isotope abundances in Apebian clastic rocks: implications for the coeval atmosphere // Nature. 1983. V. 302, № 5906. P. 195–198.
- Holland H.D., Feakes C.R. A paleoweathering profil from Griqualand West, South Africa: evidence for a dramatic rise in atmospheric oxygen between 2.2 and 1.9 bybp // Proterozoic Evolution and Environments. A.H. Knoll, J.H. Ostrom (Eds). New Haven, Connecticut, 1990. P. 1–34.
- Slack J.F., Cannon W.F. Extraterrestrial demise of banded iron formations 1.85 billion years ago // Geology. 2009. V. 37. P. 1011–1014.
- Ueno Y. Stable isotopic fingerprints of greenhouse gases before the rise of oxygen // Geochim. Cosmochim. Acta. 2010. V. 74. suppl. 1. p. A1062.

U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИРКИНЕЕВСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Прошенкин А.И., Караковский Е.А.

Институт геологии и минералогии СО РАН, ayalochka@yandex.ru

Проблема возраста докембрийских отложений Енисейского кряжа, несмотря на длительность изучения, является предметом острых дискуссий. Исследователи по-разному располагают их в стратиграфической последовательности. Изучение докембрийских осадочных комплексов с применением изотопных методов позволяет более конкретно судить о возрастном интервале их седиментации. Осадочные последовательности позднего докембрия Енисейского кряжа подразделяются на сухопитскую, тунгусикскую, ширококинскую и вороговскую серии, которые несогласно залегают на архей-раннепротерозойских образованиях фундамента Сибирской платформы.

На данном этапе геологи по-разному трактуют природу этих образований. Одна группа исследователей относит часть отложений этих серий к нижнему венду и считают их молассой, сложенной продуктами размыва неопротерозойского орогена Енисейского кряжа [Vernikovsky et al., 2003], которые формировались на западном обрамлении Сибирской платформы после завершения аккреционно-коллизийных событий. Согласно альтернативной гипотезе, породы этих серий формировались преимущественно за счет разрушения древнего фундамента Сибирской платформы [Ножкин и др., 2007; Маслов и др., 2008].

Полученные в рамках данного исследования результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из песчаников погорюйской свиты сухопитской серии, а также чистяковской

и мошаконской свит тасеевской серии юго-восточной части Енисейского кряжа (Иркиневский выступ, район д. Иркинеево) позволили определить основные этапы тектоно-магматической активизации в пределах питающих провинций и решить вопрос об источнике обломочного материала – Сибирской платформе или позднекембрийском орогене в ее обрамлении. U-Pb изотопное датирование цирконов выполнено авторами данной работы 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 Аналитическом центре Департамента наук о Земле Университета Гонконга (Китай). В качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования использованы цирконы 91500 и GJ через каждые 10–12 измерений. Измеренные величины обрабатывались с помощью программ “ICPMSDataCal” и “Isoplot/Ex v.3.41”. Морфология и внутреннее строение цирконов изучались в проходящем и отраженном свете. Внутреннее строение цирконов установлено по катодолюминесцентным изображениям полученном на сканирующем микроскопе LEO 1430VP с приставкой Detector Centaurus (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Для датирования детритовых цирконов были выбраны кварц-полевошпатовые среднезернистые песчаники неопротерозойской погорюйской свиты сухопитской серии, отобранные в береговых обнажениях р. Ангара напротив о. Балтурин (58°32'38.9" N, 96°24'37.6" E). При интерпретации использованы конкордатные (> 95%) значения для 56 зерен. Возраст всех детритовых цирконов палеоархей-палеопротерозой, измеренные значения ложатся в диапазон возрастов от 1670 до 3320 млн лет. На гистограмме распределения возрастов выделяются три пика: самый большой на уровне 1.8–1.9, второй – 2.7 и третий – 2.82–2.86 млрд лет. Такие распределения возрастов характерны для пород Сибирской платформы [Khudoley et al., 2015]. Ограничить верхний возрастной предел седиментации погорюйской свиты этим методом исследований не удалось. Результаты датирования детритовых цирконов однозначно указывают на размыв пород фундамента Сибирской платформы при накоплении терригенных пород погорюйской свиты сухопитской серии.

В разрезе тасеевской серии изучены песчаники чистяковской свиты в бассейне р. Ниж. Теря (58°42'03.9" N, 96°38'42.5" E) правого притока р. Иркинеево и мошаконской свиты в верховьях р. Ака (58°36'58.3" N, 96°11'55.3" E). Распределение возрастов цирконов у них однотипное: большая популяция имеет верхнерифейский возраст (890–600 млн лет), часть цирконов имеют протерозойские датировки (1950–1660 млн лет). Самая молодая популяция обломочных цирконов, установленная в породах мошаконской и чистяковской свит, характеризуется возрастом 603–605 млн лет. Следовательно, эти песчаники накапливались позже 600 млн лет в венде, т.к. они перекрываются раннекембрийскими отложениями климовской свиты. При этом, в пределах питающих провинций при накоплении песчаников нижней части тасеевской свиты – чистяковской свиты, проявлено два этапа тектоно-магматической активизации в неопротерозое в интервале 670–640 млн лет и 750–730 млн лет. При накоплении терригенных пород верхней части тасеевской серии – машаконской свиты, более древний неопротерозойский источник сноса перестает являться источником кластики, и на палеоводосборах доминирующими становятся породы с возрастом 670–650 млн лет при подчиненном вкладе палеопротерозойских источников.

Приведенные изотопно-геохимические данные не противоречат предыдущим исследованиям осадочных комплексов Енисейского кряжа. При этом время накопления отложений тасеевской свиты можно ограничить интервалом 600 млн лет–начало кембрия, т.е. названные образования имеют однозначно вендский возраст. Источниками сноса при формировании терригенных отложений сухопитской и тасеевской свиты являлись архейские и протерозойские породы фундамента Сибирской платформы и неопротерозойские магматические образования в ее структуре.

Исследования выполнены в рамках государственного задания и при поддержке РФФИ (грант 16-35-00081).

Литература

Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П. Геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа: оценка зрелости дорифейской континентальной коры и ее эволюции в интервале 1.65–0.6 млрд лет // Геохимия. 2009. № 7. С. 734–756.

Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 12. С. 1307–1321.

Khudoley A., Ershova V., Malyshev S., Li A., Chamberlain K., Sears J., MacLean J., Prokopiev A., Kazakova G., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, Eastern Siberian craton // Prec. Res. 2015. V. 259. P. 78–94.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey ridge // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 147–168.

СТРОЕНИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВАНАВАРСКОЙ И ОСКОБИНСКОЙ СВИТ ВЕНДА ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ ЧУНКИНСКАЯ 282 НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Пустыльникова В.В., Иванова Н.А., Хитарова А.В.

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики
и минерального сырья, nataivanova76@rambler.ru*

На территории Красноярского края для изучения строения северо-восточного склона Байкитской антеклизы и локализации зон нефте-газонакопления в 2013–2014 гг. была пробурена параметрическая скважина Чункинская 282. Целью настоящих исследований явилось получение и обобщение новых данных о строении ванаварской и оскобинской свит, их литологических характеристиках и возможных условиях формирования.

Для достижения поставленной цели, лабораторией литологии нефтегазоносных отложений АО «СНИИГГиМС», в том числе и авторами настоящей работы, было описано порядка 40 м керна и отобрано 34 образца для проведения комплекса различных анализов, в том числе и для петрографических исследований пород в шлифах. Литологические характеристики и структурно-текстурные особенности изучались в больших петрографических шлифах размером 5×4 см согласно методике НСОММИ МР № 184 [Оптико-петрографический..., 2015]. Для определения минерального состава карбонатных, кремнисто-карбонатных, сульфатных и смешанных пород использовались классификации С.Г. Вишнякова [1957]. При определении зернистости пород применялась классификация зернистых карбонатных пород Г.И. Теодоровича [Атлас..., 1969]. При изучении терригенных пород использовались: классификация песчано-алевритовых пород по минеральному составу В.Д. Шутова [1967], по гранулометрическому составу – десятичная классификация, принятая в Московском нефтяном институте. При описании цементирующей части породы – методика, описанная А.Г. Коссовской, В.Д. Шутовым и В.Т. Фроловым [Фролов, 1992, 1993, 1995]. В ходе исследований для карбонатных пород проводился количественный подсчет минерального и структурного состава, а также количественная оценка постседиментационных процессов; для терригенных – подсчет структурной, минеральной и цементирующей составляющей. По результатам литологических исследований построен разрез (масштаб 1:200), включающий

диаграммы ГИС, литологическую колонку по керну, колонки с текстурными признаками пород, вещественным составом, гранулометрическим составом, содержанием форменных элементов и прочими признаками.

На основании полученных в ходе исследований данных сделан вывод о том, что вендские отложения с размывом, стратиграфическим и угловым несогласием залегают на толще бурых хрупких аргиллитов рифея. Ванаварская свита, выделенная в интервале 3538.77–3531.77 м (по ГИС – 3541.25–3534.2 м), представлена песчаниками и гравелитами с плохой отсортированностью обломочного материала, с характерными субгоризонтально-, наклонно- и перекрестнослоистыми текстурами. Ванаварская свита постепенно, через переслаивание, переходит в оскобинскую. Оскобинская свита, выделенная в интервале 3531.77–3499.9 м (по ГИС – 3534.2–3502.38 м), полностью охарактеризована керновым материалом, ее отложения представлены доломитами с линзами и желваками ангидритов, прослоями мергелей, послойной терригенной примесью до тонких терригенных прослоев.

Строение и литологическая характеристика ванаварской свиты. В основании свиты залегают базальный пласт (0.63 м), представленный галечно-гравийными темно-вишневыми песчаниками с крупными гальками аргиллитов (размер которых больше диаметра керна). Песчаники кварц-грауваккового и полевошпат-кварц-грауваккового состава ожелезненные, плохо сортированные. Содержание кварца в них составляет от 30 до 50%, полевых шпатов 8–16%, обломков пород – 35–60 %. Обломки пород представлены глинисто-гидрослюдистыми породами, ожелезненными хлорит-гидрослюдистыми сланцами, алевритовыми сланцами, кварцитами, микрокварцитами, часто ожелезненными, возможно присутствуют обломки кордиеритовых сланцев с пятнистым ожелезнением, жильного кварца, эффузивных пород среднего состава. Цемент (20–25%) глинисто-железистый – пленочно-поровый и пойкилитовый доломитовый, ангидритовый. В кровле базального пласта аргиллиты (0.27 м) темно-серые горизонтально-слоистые.

Далее в строении свиты выделяется три трансгрессивных градационных цикла (суммарно – 6.15 м). Циклы, как правило, начинаются серыми гравелитовыми или гравелитистыми песчаниками, которые постепенно переходят в средне-мелкозернистые песчаники и алевриты, в кровельной части заканчиваются темно-серыми алевритистыми аргиллитами, лишь верхний цикл не имеет в кровле аргиллитов, а заканчивается песчаниками средне-мелкозернистыми. Текстуры пород слоистые, слоистость от субгоризонтальной до наклонной и косой (с углами от 5–10° до 25–30°) и перекрестнослоистой. Характерны как постепенные переходы, так и резкие срезы. Наблюдаются серии разнонаправленных косых слойков, срезающих кровли друг друга под различными углами, формирующих по породе перекрестно-срезанную слоистость. В целом по разрезу снизу вверх наблюдается вызревание пород по вещественному составу от полевошпат-кварцевых граувакк до аркозовых и мезомиктовых, вплоть до полевошпат-кварцевых песчаников в кровельной части (кварцевая составляющая растет от 40 до 76%), также заметно уменьшение размерности пород, выраженное в убывании гравийной фракции, увеличении мелкопесчаной. В каждом из циклов также отмечаются тенденции вызревания гранулометрического и вещественного состава песчаников снизу вверх. Цемент песчаников преимущественно глинистый, участками полиминеральный – ангидрит-доломит-глинистый. Из акцессорных минералов отмечены: турмалин, анатаз, титанистые минералы, гранат и циркон; из аутигенных: лейкоксен, пирит, глауконит, гидроокислы железа, магнетит. Прослой темно-серых аргиллитов (0.27–0.58 м) от тонкоотмученных до алевритистых и песчанистых, хлорит-гидрослюдистого состава.

В породе присутствует до 1.5% свободных пор преимущественно изолированных, реже сообщающихся, размером до 0.1–0.4 мм. В средней части свиты в порах отмечается битум черного и темно-коричневого цвета, он часто образует пленки по обломочным зернам, иногда полностью заполняет поры.

Строение и литологическая характеристика оскобинской свиты. По литологическим характеристикам свита подразделяется на три неравные части. Нижняя (5 м) и верхняя

(1.85 м) представлены преимущественно мергелями, а средняя, более мощная (24.2 м), – доломитами.

В подошве нижней части оскобинской свиты залегает тонкий прослой доломита (0.32 м) слоистого, мелкопятнистого, светло-серого участками темно-серого, зеленоватого, плотного, крепкого, трещиноватого, стилолитизированного с крупной каверной, заполненной кристаллами доломита и пиритом. Выше залегает прослой песчаников гравелитистых (0.48 м) средне-, мелко-, крупнозернистых, полевошпат-кварцевых, волнисто-наклоннослоистых. Описанные отложения можно относить и к кровле ванаварской свиты. Данное переслаивание отражает постепенный переход ванаварской свиты в оскобинскую.

Песчаный прослой перекрывают мергели доломитовые (4.23 м), участками ангидритовые, псевдообломочные, «песчаниковидные», желваковидные с терригенной песчано-алевритовой примесью. По микроскопическим данным псевдообломочная, «песчаниковидная», желваковидная текстура обусловлена образованиями (комками) округлой, овальной, неправильной формы с четкими контурами, размером 0.04–10.4 мм, плотно и средне упакованными, выполненными тонко-микрозернистым замутненным доломитом по периферии, а в центральной части – ангидритом, часто с зернами светлого доломита от тонко- до грубозернистой размерности. Межформенное пространство выполнено глинисто-органическим материалом, где часто отмечаются зерна ангидрита, доломита и кварца. Присутствуют прослои с терригенной примесью, представленной алевролитами песчанистыми мелко-крупнозернистыми полевошпат-кварцевыми на поровом, послойно ангидрит-доломитовом и глинисто-гидрослюдистом цементе с примесью обломков доломита.

Средняя часть оскобинской свиты сложена доломитами, участками магнезитовыми, послойно глинистыми и ангидритовыми, желваковидными, обломочными, неправильно-волнистослоистыми, нарушеннослоистыми, в верхней части тонкослоистыми и волнистослоистыми с трещинами усыхания. По микроскопическим данным обломки пород представлены интракластами литифицированного и слабо литифицированного осадка (обрывки слоев, обломки) неправильной, округлой, удлиненной формы различной величины (от 0.07 до 6.5 мм). Интракласты имеют неясно-сгустковую структуру, сложены доломитом микрозернистым, пигментированным глинистым веществом, и незначительной примесью тонкозернистого. Обломки неясно ориентированные, выделяются на фоне матрикса оттенками. Желваки и «псевдожелваки» (комки) в некоторых участках выполнены ангидритом, а в большинстве случаев имеют сложное строение и состав из доломита, магнезита и ангидрита. Желваки плотно упакованы, часто соприкасаются друг с другом, реже расположены свободно. В межжелваковом пространстве наблюдаются доломит, ангидрит, иногда глинистый материал и терригенная примесь. По результатам петрографического анализа установлено, что в верхней части описываемой толщи появляется терригенная алевро-песчаная примесь и прослои песчаников. Терригенные обломки представлены зернами калиевых полевых шпатов, кварца и слюды. В прослоях песчаников алевритистых содержание кварца 60%, полевых шпатов 40%, отмечаются и акцессорные минералы – циркон, сфен, анатаз. Сортировка обломочного материала от средней до плохой, по степени окатанности преобладают слабо- и полуокатанные, реже встречаются хорошо окатанные зерна.

Верхняя часть оскобинской свиты сложена мергелями доломитовыми, доломитистыми, обломочными, в кровельной части с терригенной примесью, тонко-, параллельно-, слабоволнисто-, прерывисто-, нарушенно-, неправильно-линзовиднослоистыми, серыми с вишневыми и зеленоватыми оттенками, плотными, крепкими, слабо трещиноватыми. Нарушение слоистости выражено взмучиванием и просачиванием осадка, седиментационным брекчированием литифицированного и слабо литифицированного осадка, трещинами усыхания.

По макроскопическим данным породы оскобинской свиты плотные. В редких участках отмечаются открытые поры (1–5%) неправильной, изометричной формы, размером 0.02–0.93 мм и единичные каверны неправильно-удлиненной формы, размером 2.5–3.1 мм.

По результатам изучения строения свит, обобщения их литологических характеристик, включающих структурно-текстурные особенности, вещественный состав, были определены условия осадконакопления, существовавшие в ванаварское и оскобинское время на Чункинской площади. Отложения ванаварской свиты формировались в прибрежно-морских условиях. Постепенный переход терригенных отложений ванаварской свиты в вышележащие сульфатно-карбонатные оскобинской связан с наступлением морских эвапоритовых условий осадконакопления. Формирование оскобинской свиты происходило в себхальных и мелководно-морских обстановках с повышенной соленостью вод, обогащенных магнием, с эпизодическим привносом терригенного материала.

Важным результатом проделанных исследований является подтверждение развития отложений ванаварской свиты в скв. Чункинская 282. Полученные данные позволили расширить ареал развития ванаварской свиты на восточном склоне Байкитского выступа, так как ранее ее распространение ограничивалось Аргишской площадью. Это позволит пересмотреть перспективность нефтегазоносности вендского терригенного комплекса, детализировать прогноз развития пород коллекторов и уточнить фациальное районирование данной территории.

Литература

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. Карбонатные породы. М.: Недра, 1969. 700 с.

Вишняков С.Г. Классификация осадочных карбонатных пород // Межвузовск. науч. совещ. по геологии полезных ископаемых Центр.-Черноз. областей. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1957.

Опτικο-петрографический анализ осадочных (карбонатных, терригенных, галогенно-сульфатных и смешанных) горных пород. Метод. реком. № 184. М.: ВИМС, 2015. 60 с.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 1. Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

Фролов В.Т. Литология Кн. 3. Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.

Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–104.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ

Пыжова Е.С.

Российский университет дружбы народов, jene4ka_89_07@mail.ru

Особенности состава и строения позднедокембрийских и палеозойских толщ южных частей Западного Урала – достаточно хорошо изучены [Маслов, 1998, 2014 и ссылки там]. Тем не менее, современные методы исследования, такие как изучение U/Pb-изотопных возрастов обломочных цирконов, позволяют получить новые данные, касающиеся особенностей формирования осадочных последовательностей.

Объектом исследования является Башкирское поднятие. Оно характеризуется ярко выраженным двучленным строением. Нижние горизонты – раннедокембрийские гнейсово-амфиболитовым комплексом с реликтами гранулитов (тараташский комплекс). Верхний элемент залегает на тараташском комплексе с отчетливо выраженным структурным несогласием и сложен мощным комплексом терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных и реже вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, известный как стратотипический (типовой) разрез рифея [Стратотип..., 1982, 1983; Maslov, 2004]. На западе Башкирского поднятия (БП) рифейские образования перекрыты толщей вендской [Геологическая...,

2001; Maslov, 2004] или вендско-(?)ранне-среднекембрийской [Кузнецов и др., 2011] толщей, терригенных пород (ашинская серия). Выше несогласно залегают палеозойские образования. Основание разреза палеозоя на севере и западе поднятия начинается с девонских отложений, а на юге – с разных стратиграфических уровней: то со среднего ордовика, то с девона [Геологическая..., 2001]. При этом в подошве палеозойских толщ зачастую отмечается скрытое несогласие, т.е. палеозойские образования смяты в одном структурном плане, как и позднедокембрийские толщи.

Пробы были отобраны из песчаников айской свиты нижнего рифея [Кузнецов и др., 2013], зигальгинской свиты среднего рифея (ранее не опубликованные данные), лемезинской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея [Романюк и др., 2013], басинской и куккараукской свит ашинской серии венда [Кузнецов и др., 2012], а также из верхнеордовикских пород [Кузнецов и др., 2015] и такатинской свиты нижнего девона [Пыжова, Иванова, 2014]. Пробы (весом около 1–1.5 кг) были измельчены вручную в чугунной ступке, отмучены и промыты в проточной воде, разделены в бромформе ($> 2.89 \text{ г/см}^3$). Из полученного цирконсодержащего концентрата в GEMOC-центре Университета Маквори (Сидней, Австралия), а также в Стэндфордском университете (Калифорния, США) с применением тяжелой жидкости MI выделены монофракции цирконов, интегрированные в эпоксидные шашки. После получения катодо-люминисцентных изображений цирконов в шашках было проведено U/Pb (LA-ICP-MS) датирование цирконов. Для обработки полученных аналитических данных были применены модули к программе MS-EXEL ISOPLOT (статистические расчеты и построения) и KS-тест (сравнение наборов возрастов обломочных цирконов и получения количественных статистических оценок их сходства/различия). Далее проводилось сопоставление с известными возрастными характеристиками кристаллических комплексов Южного Урала и Восточно-Европейской платформы (ВВП) и определение на этой основе (в комплексе с другими данными) питающих провинций.

Для айской свиты получено 89 анализов характеризуются приемлемой степенью дискордантности (здесь и далее в тексте речь идет о датировках с дискордантностью $< 10\%$). Датировки попали в диапазон от 3625 ± 53 до 1891 ± 23 млн лет. По возрастам датированные цирконы могут быть разделены в первом приближении на три популяции. Раннепалеопротерозойская характеризуется мономодальным характером распределения и ярким пиковым значением (~ 2064 млн лет). Следующая (позднепалеопротерозойская) популяция с пиковым значением ~ 2478 млн лет. Неоархейско-раннемезоархейская популяция имеет два пиковых значения – 2737 и 2938 млн лет. Три зерна обломочных цирконов характеризуются чрезвычайно древними U/Pb-возрастами – 3060 ± 28 , 3241 ± 69 и 3625 ± 53 млн лет. Для зигальгинской свиты получено 76 датировок в диапазоне от 3137 ± 10 до 1697 ± 18 со следующим разделением по стратиграфическим подразделениям докембрия: мезоархей 8% с неярко выраженным пиковым значением ~ 2900 млн лет, неоархей 17% с двумя пиковыми значениями ~ 2500 и 2650 млн лет, палеопротерозой 75% с ярко выраженным основным пиковым значением ~ 2000 млн лет и двумя дополнительными пиками – 1750 и 2150 млн лет. Для лемезинской подсвиты зильмердакской свиты получено 66 датировок, которые попали в диапазон 3070 ± 27 – 1817 ± 59 млн лет со следующим распределением по основным подразделениям докембрия: палеопротерозой – 40%, неоархей – 52% и мезоархей – 8% зерен. При этом наиболее ярко выраженное пиковое значение приходится на ~ 2700 млн лет. Для басинской и куккараукской свит получено 78 и 53 датировки, соответственно. Диапазон датировок для басинской свиты от 704 ± 12 до 2869 ± 16 млн лет; для куккараукской от 616 ± 10 до 3187.5 ± 29 млн лет. Три самые массовые популяции цирконов в басинской свиты имеют среднерифейский, раннерифейский и палеопротерозойский возраст (29, 29 и 31% соответственно). Первые два имеют максимумы плотности вероятности ~ 1213 и ~ 1501 млн лет, а третья – характеризуется двумя пиками ~ 1907 и ~ 2000 млн лет. Есть немногочисленная популяция в диапазоне ~ 959 – 1060 млн лет с пиком ~ 1027 млн лет, и популяция в диапазоне ~ 2704 – 2869 млн лет с пиками ~ 2710 и ~ 2869 млн лет. Наиболее многочисленная популяция цирконов в куккараукской свиты охватывает диапазон от конца среднего рифея до конца

раннего протерозоя с максимумом ~1465 млн лет. Вторая по численности популяция с возрастом 1099–1231 млн лет и пиковым значением ~1195 млн лет. Также выявлены раннепротерозойская и неоархейская популяции с пиками ~1987 млн лет и ~2695 и 2825 млн лет, соответственно. Возрасты цирконов из верхнего ордовика попадают в диапазон от 554±9 до 2806±33 млн лет и по основным подразделениям докембрия распределены следующим образом: неопротерозой – 5 зерен, мезопротерозой – 23 зерна (> 50%), палеопротерозой – 14 зерен, архей – 3 зерна. На кривой плотности вероятности получены три ярких пика – 1210, 1506 и 1969 млн лет, остальные пики второстепенные, сформированные одним или двумя значениями. Возрасты цирконов из такатинской свиты (44 зерна) попадают в интервал от 1857±54 до 3054±48 млн лет. Примечателен чрезвычайно большой (почти 1.5 млрд лет!) зазор между возрастом песчаников и возрастом наиболее молодого из продатированных обломочных цирконов (~1860 млн лет).

Волго-Уральская часть фундамента ВЕП сложена преимущественно раннепротерозойскими и архейскими комплексами с диапазоном возрастов от 2100 до 3500 млн лет, а с учетом коллизионных структур ее юго-западного и северо-восточного обрамления от ~1750 до 3500 млн лет. Полученные нами данные по айской свите хорошо соответствуют этим датировкам. При этом, доминирование раннепалеопротерозойских возрастов указывает на преобладание продуктов эрозии Волго-Сарматского орогена (~2000–2100 млн лет). В возрастах обломочных цирконов из остальных рифейских проб не фиксируется появления чужеродных фундаменту ВЕП источников сноса. Варьирует только относительный вклад источников. В ашинской серии установлены лишь немногочисленные зерна с возрастом, попадающим в интервал возрастов комплексов фундамента Волго-Уралии (2100–3500 млн лет). При этом резко доминируют цирконы с мезо- и раннепротерозойскими возрастами. Кристаллические комплексы с такими возрастными известными только в Свеко-Норвежской и Свеко-Фенской [Bingen et al., 2008 и др.] областях. Эти области удалены от ареала распространения пород ашинской серии более чем на 2000 км. Для попадания продуктов размыва Свеко-Норвежской и Свеко-Фенской областей в район современного Башкирского поднятия в рифее должен был бы существовать очень специфический «долгоживущий» и протяженный канал транспортировки обломочного материала. Однако известные палеогеографические построения для внутренних частей Балтики на конец позднего докембрия противоречат его существованию [Чамов, 2005 и др.]. Другим возможным источником могли бы быть близкорасположенные локальные структуры ВЕП, не известные в настоящее время. С другой стороны, это может свидетельствовать о наличии второго борта осадочного бассейна в венде (в позднем венде и самом начале палеозоя). Им мог служить Сибирский палеоконтинент [Душин, 1997 и др.]. Но при сравнении (KS-тест) полученных возрастов цирконов с заимствованными из литературы данными по вендским породам Бирюсинского Присянья [Летникова и др., 2013] статистически значимого сходства не получено, что исключает указанный источник сноса из потенциально возможных. Кроме того, ранее была высказана идея о том, что в неопротерозое с Уральским краем ВЕП был структурно сопряжен Квинслендский край Австралии [Evans, 2009]. Проведенное сопоставление результатов по ашинской серии с литературными данными по восточной Австралии показывают высокую степень сходства. Это может указывать на то, что ашинский бассейн заполнялся обломочным материалом, существенная часть которого шла с восточной стороны и представляла собой эрозионные продукты комплексов, реликты которых располагаются в настоящее время в северо-восточной части Австралии, которая во время накопления ашинской серии располагались (в соответствии с представлениями [Evans, 2009]) непосредственно около Южно-Уральского края ВЕП. При изучении пробы из верхнего ордовика обнаружилось поразительное сходство спектров возрастов данной пробы с ашинской серией. Однако литологический состав ордовикских и ашинских песчаников (существенно кварцевых и полимиктовых, соответственно) указывает на разные тектонические обстановки их накопления. Такой парадокс может быть объяснен, если предположить, что песчаники верхнего ордовика были сформированы за счет продуктов эрозии стратиграфических и вещественных аналогов ашинской серии, кото-

рые в ордовике были выведены на эрозионный срез. Источником кластики для такатинской свиты могли быть комплексы ВЕП, т.к. в такатинских песчаниках ни одного циркона моложе 1.86 млрд лет не зафиксировано. Это означает, что формирование такатинской свиты происходило исключительно за счет продуктов размыва приподнятого в то время блока(ов) древнего фундамента, в строении которого(ых) участвовали только архейские и палеопротерозойские кристаллические комплексы. Сходство интервалов возрастов комплексов, слагающих центральные районы Волго-Уралии, и датированных нами цирконов из такатинских песчаников позволяет рассматривать этот регион как единственную питающую провинцию для такатинской свиты.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 16-05-00259.

Литература

Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-40 (41) Объяснительная записка. Лист Уфа. Козлов В.И. (Отв. ред.). Уфа: 2001. 560 с.

Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.

Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др. Первые результаты массового U/Pb изотопного датирования детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты // Докл. АН. 2012. Т. 447. № 1. С. 73–79.

Кузнецов Н.Б., Шаццлло А.В. Первые находки скелетных фоссилий в куккараукской свите ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала протоуральско-тиманской коллизии // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 3. С. 378–383.

Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е. и др. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из ведхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // Докл. АН. 2016. Т. 467. № 5. С. 560–565.

Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А. и др. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (SR, SM-ND) свидетельства, данные U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1507–1529.

Маслов А.В., Ишерская М.В. Обстановки накопления терригенных отложений верхнего венда Волго-Уральской области: старопетровская свита Шкаповско-Шиханской впадины // Литосфера. 2005. № 1. С. 41–69.

Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория М.: Наука, 1988. 133 с.

Маслов А.В. Литогеохимический облик отложений ашинской серии венда западного склона Южного Урала // Литосфера. 2014. № 1. С. 13–32.

Пыжова Е.С., Попова Н.С. Результаты изотопного (U/Pb) датирования обломочных (детритных) цирконов из песчаников алмазонасной эмской (нижний девон) такатинской свиты Западного Урала // Вестник РУДН. Инженерные исследования. 2015. № 1. С. 45–51.

Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. и др. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория // Докл. АН. 2013. Т. 452. № 6. С. 642–645.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.

Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 176 с.

Чамов Н.П. Тектоническая история и новая модель формирования Среднерусского авлакогена // Геотектоника. 2005. № 3. С. 3–22.

Bingen B., Nordgulen O., Viola G. A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia // Norw. J. Geol. 2008. V. 88. P. 43–72.

Evans D.A.D. The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction // Ancient Orogens and Modern Analogues. J.B. Murphy, J.D. Keppie, A.J. Hynes (Eds). Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2009. V. 327. P. 371–404.

Maslov A.V. Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. D.G. Gee, V. Pease (Eds). Geol. Soc. London. 2004. Mem. 30. P. 19–35.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ТУРБИДИТОВ ПАДЕЙСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО-СРЕДНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПАЙ-ХОЯ

Рязанов К.П.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
k-r-i-z26@mail.ru

В 2013–2014 гг. в рамках работ ГДП-200 территории листа R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь) были изучены отложения ранне-среднедевонского возраста северо-восточного Пай-Хоя, представленные падейской свитой (D_{1,2}pd). Название данного подразделения было предложено В.И. Устрицким [1961] для толщи кварцитовидных песчаников с прослоями “глинистых и кремнисто-глинистых сланцев”, прослеженной на первые сотни километров от побережья Карского моря до р. Силова в направлении с северо-запада на юго-восток. В.И. Устрицкий отмечает постепенное сокращение в разрезах свиты прослоев и пачек кварцитовидных песчаников. Указанные фациальные разновидности разрезов падейской свиты, конкретизирует А.Б. Юдина [1986], выделив амдерминскую сланцево-песчаниковую (для северо-западного Пай-Хоя) и марейшорскую песчаниково-сланцевую (для юго-восточного Пай-Хоя) градации падейской свиты. По данным работ А.И. Елисеева и Г.Ф. Семенова [1986], А.А. Беляева [1987] градация на изученных разрезах является амдерминского типа.

Целью работы является определение стадийности формирования терригенных турбидитов падейской свиты на основе распределения по типам циклотем. Следовательно, под циклотемами в данной работе будут рассматриваться многослой, состоящие из нескольких слоев, без однозначного повторения. Следует заметить, что устойчивые сочетания в разрезах литотипов (литолого-генетических типов) формируют типы слоев [Шишлов, 2010]. Таких типов слоев в падейской свите изученного района 7, которые группируются в 4 типа циклотем.

Тип № 1 состоит из восьми типов слоев: ХС-3 составляют 6 литотипов. хс3 и хс2: Песчаник кварцевый средне- и мелкозернистый от серого до темно-серого, массивный, с редкой мелкой галькой черной кремнистой породы (до первых сантиметров). Местами от толстоплитчатой до глыбовой отдельности. Отмечается присутствие немногочисленных, обычно в послойных цепочечных скоплениях, округлой, овальной, дугообразной формы и размером 0.1–0.4 мм, образований выполненных кальцитом, являющихся, вероятнее всего, перекристаллизованным неопределимым раковинным детритом; *хс1:* Песчаник тонкозернистый кварцевый, серый, иногда розоватого, неотчетливо волнисто- до косослойчатого. Отмечаются десятки рассеянных глобулевидных и размером 0.02–0.05 мм, зерен аутигенного сульфида; *ха1:* Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые темно-серого цвета и углеродисто-кремнисто-глинистые; *ха2:* Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые и углеродисто-кремнисто-глинистые с прослоями алевролита. Редкая микровкрапленность сульфидов; *хаg:* Силициты слабо глинистые, серые-светло-серые, на выветрелой поверхности черные, параллельнослойчатые, с тонкими прослоями аргиллитов кремнистых, темно-серых, параллельнослойчатых. Вверх по слою частота и мощность прослоев аргиллитов увеличивается. ХС-2 – это 5 литотипов. *хс2 и хс1:* Песчаник кварцевый мелко- и тонкозернистый плитчатый от светло-серого до серого, массивный. Неотчетливо волнисто-косослойчатый; *ха1:* Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые темно-серого цвета и углеродисто-крем-

нисто-глинистые; *ха2*: Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые и углеродисто-кремнисто-глинистые с прослоями алевролита. Редкая микровкрапленность сульфидов; *ха3*: Алевролит серый до светло-серого, слабослоистый мелкозернистый слабо карбонатный с обломками раковин. ХС-1 образуют четыре литотипа. *хс2* и *хс1*: Песчаник кварцевый мелко- и тонкозернистый плитчатый от светло-серого до серого, массивный. Неотчетливо волнисто-косослойчатый. Растительный детрит представлен немногочисленными согласно ориентированными нитевидными обрывками углефицированной растительной ткани, размером 0.4–1.5 мм; *хб1*: Тонкое градационное чередование сланцев аргиллитовых углеродисто-кремнисто-глинистых темно-серых (преобладают), алевролитов и алевропесчаников; *хс2*: Песчаник кварцевый мелкозернистый от серого до темно-серого, массивный, с редкой мелкой галькой черной кремнистой породы (до первых сантиметров). ХВ-2 состоит из пяти литологических типов. *хб2*: Тонкое градационное чередование сланцев аргиллитовых углеродисто-кремнисто-глинистых темно-серых, алевролитов и алевропесчаников и песчаников кварцевых (преобладают); *хс2*: Песчаник кварцевый мелкозернистый от серого до темно-серого, массивный, с редкой мелкой галькой черной кремнистой породы (до первых см); *ха1*: Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые темно-серого цвета и углеродисто-кремнисто-глинистые. Далее идут литотипы *хс2* и *хб2* аналогичные по своему составу вышеописанным. ХА-1 образован тремя литотипами. *ха2*: Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые и углеродисто-кремнисто-глинистые с прослоями алевролита. Редкая микровкрапленность сульфидов; *ха1*: Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые темно-серого цвета и углеродисто-кремнисто-глинистые; *хс2*: Песчаник кварцевый мелкозернистый от серого до темно-серого, массивный, с редкой мелкой галькой черной кремнистой породы (до первых сантиметров). ХВ-1 состоит из 5 литотипов. *хб1*: Тонкое градационное чередование сланцев аргиллитовых углеродисто-кремнисто-глинистых темно-серых (преобладают), алевролитов и алевропесчаников; *хс2*: Песчаник кварцевый мелкозернистый от серого до темно-серого, массивный, с редкой мелкой галькой черной кремнистой породы (до первых см); *ха1*: Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые темно-серого цвета и углеродисто-кремнисто-глинистые. Далее идут литотипы *хс2* и *хб1* аналогичные по своему составу вышеописанным. ХС-2 и ХС-3 описывать нет нужды, так как их литотипы соответствуют первым двум изначальным описаниям типов слоев. Накопление данного типа шло в результате трансгрессивно-регрессивного цикла в зоне глубоководного шельфа. Осадконакопление происходило за счет осаждения из взвесей частиц, которые приносило из прибрежной области низкоплотными мутьевыми потоками.

Тип № 2 состоит из трех типов слоев: ХС-3 составляют 6 литотипов. *хс3* и *хс2*: Песчаник кварцевый средне- и мелкозернистый от серого до темно-серого, массивный, с редкой мелкой галькой черной кремнистой породы (до первых см). Местами от толсто плитчатой до глыбовой отдельности; *хс1*: Песчаник тонкозернистый кварцевый, серый, иногда розоватого, неотчетливо волнисто- до косослойчатого. Многочисленны секущие жилы белого кварца (до 10 см); *ха1*: Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые темно-серого цвета и углеродисто-кремнисто-глинистые; *ха2*: Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые и углеродисто-кремнисто-глинистые с прослоями алевролита. Редкая микровкрапленность сульфидов; *хаг*: Силициты слабо глинистые, серые-светло-серые, на выветрелой поверхности черные, параллельно-слоистые, с тонкими прослоями аргиллитов кремнистых, темно-серых, параллельно-слоистых. Вверх по слою частота и мощность прослоев аргиллитов увеличивается. В верхней части скопления (до 5 мм) окисленных сульфидов. ХС-1 – это 4 литотипа. *хс2* и *хс1*: Песчаник кварцевый мелко- и тонкозернистый плитчатый от светло-серого до серого, массивный. Неотчетливо волнисто-косослойчатый; *хб1*: Тонкое градационное чередование сланцев аргиллитовых углеродисто-кремнисто-глинистых темно-серых (преобладают), алевролитов и алевропесчаников; *хс2*: Песчаник кварцевый мелкозернистый от серого до темно-серого, массивный, с редкой мелкой галькой черной кремнистой породы (до первых см). Следующий тип слоя ХС-3 аналогичен описанному ранее. Формирование происходило в течение цикла трансгрессивно-регрессивного колебания уровня моря. На максимуме

трансгрессии происходило прекращение накопления градационных циклитов и осаждение кремнисто-глинистого материала.

Тип № 3 состоит из трех типов слоев: ХС-3 составляют 6 литотипов. *хс3* и *хс2*: Песчаник кварцевый средне- и мелкозернистый от серого до темно-серого, массивный, с редкой мелкой галькой кремнистой породы (до первых см); *хс1*: Песчаник тонкозернистый кварцевый, серый, иногда розоватого, неотчетливо волнисто- до косослойчатого. Многочисленны секущие жилы белого кварца (до 10 см); *ха1*: Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые темно-серого цвета и углеродисто-кремнисто-глинистые; *ха2*: Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые и углеродисто-кремнисто-глинистые с прослоями алевролита. Редкая микровкрапленность сульфидов; *хаг*: Силициты слабо глинистые, серые-светло-серые, на выветрелой поверхности черные, параллельнослойчатые, с тонкими прослоями аргиллитов кремнистых, темно-серых, параллельнослойчатых. ХА-2 составляет всего лишь один многократно повторяющийся литотип. (*ха3*): Алевролит серый до светло-серого, слабокослоистый мелкозернистый слабокарбонатный с обломками раковин. Следующий тип слоя ХС-3 аналогичен начальному вышеописанному.

Тип № 4 имеет три типа слоев: ХС-3 составляют 6 литотипов. *хс3* и *хс2*: Песчаник кварцевый средне- и мелкозернистый от серого до темно-серого, массивный, с редкой мелкой галькой черной кремнистой породы (до первых см); *хс1*: Песчаник тонкозернистый кварцевый, серый, иногда розоватого, неотчетливо волнисто- до косослойчатого. Многочисленны секущие жилы белого кварца (до 10 см); *ха1*: Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые темно-серого цвета и углеродисто-кремнисто-глинистые; *ха2*: Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые и углеродисто-кремнисто-глинистые с прослоями алевролита. Редкая микровкрапленность сульфидов; *хаг*: Силициты слабо глинистые, серые-светло-серые, на выветрелой поверхности черные, параллельнослойчатые, с тонкими прослоями аргиллитов кремнистых, темно-серых, параллельнослойчатых. ХА-1 образован тремя литотипами. *ха2*: Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые и углеродисто-кремнисто-глинистые с прослоями алевролита. Редкая микровкрапленность сульфидов; *ха1*: Сланцы аргиллитовые кремнисто-глинистые темно-серого цвета и углеродисто-кремнисто-глинистые черные; *хс2*: Песчаник кварцевый мелкозернистый от серого до темно-серого, массивный, с редкой мелкой галькой кремнистой породы (до нескольких сантиметров). Следующий тип слоя ХС-3 аналогичен вышеописанному. Третий и четвертый типы: Сформировались также в трансгрессивно-регрессивном цикле ниже базы волнений. Максимуму трансгрессии отвечает осаждение алевро-пелитового материала из взвеси в зоне слабого влияния плотностных потоков.

По приведенным описаниям литотипов основными определяющими признаками изученных терригенных пород являются градационная слоистость, выраженная в закономерном изменении размеров частиц, слагающих слой, резкий контакт в подошвах слоев и набор текстурно-структурных последовательностей, отражающих цикл Боума [Bouma, 1962]. На основе этого, вероятнее всего, что падейская свита в Амдерминском районе формировалась за счет турбидитных потоков: 1) наличие растительных остатков и отсутствие в типичных разрезах морской фауны свидетельствуют о поступлении в морской бассейн больших масс пресной воды, что создавало неблагоприятные условия для развития морского бентоса. Однако имеются горизонты с обилием ихнитов (разрез по побережью Карского моря), представляющими собой сложную систему ходов, проделанных организмами при ползании и в поисках пищи; 2) образование пачек осадков, связано с результатом гранулометрической сортировки оседающих частиц из воды, обогащенной взвесью (суспензии). В дополнение к этому, при изучении пород было замечено постепенное уменьшение размера частиц (от псаммитового до алевро-пелитового); 3) амдерминская градация находилась в приближенной области источника сноса, это объясняется большим развитием глинистых пелитов и преобладанием песчаной составляющей над кремнистым сланцевым материалом.

Изменчивость состава и мощности отложений обусловлено морфологией конусов выноса, в дистальной части, по сравнению с проксимальной, идет сокращение мощности и

выклинивание литотипов [Романовский и др., 1990]. Ассоциация глубоководных фоновых автохтонных кремнисто-глинистых и аллохтонных терригенных пород хорошо согласуется с фациальной моделью долинно-веерных систем современных океанов.

Литература

- Беляев А.А. Литология верхнего девона и карбона сланцевой зоны Пай-Хоя. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1987. 223 с.
- Елисеев А.И., Семенов Г.Ф. Карбонатные, средне-девонско-каменноугольные формации Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар: ИГ КомиФАН СССР, 1986. С. 20–26.
- Романовский С.И., Тараканов А.С., Бергер В.И. Литогеохимический анализ угленосных и турбидитных формаций. Методические рекомендации. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 116 с.
- Устрицкий В.И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала // Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Л.: НИИГА, 1961. С. 41–60.
- Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций СПб.: ЛЕМА, 2010. 276 с.
- Юдина А.Б. Кремнисто-терригенная среднедевонская формация Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО АН СССР, 1986. С. 11–19.
- Войта А.Н. *Sedimentology of Some Flysch Deposits. A graphic approach to facies interpretation.* Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.

ИСКОПАЕМЫЕ *CYANOBACTERIA* В СОВРЕМЕННОЙ СИСТЕМАТИКЕ ОРГАНИЗМОВ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМИНА «МИКРОБИАЛИТ»

Сапурин С.А.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, sapurin@igg.uran.ru

В настоящее время в мировом научном сообществе не утихает интерес к группе цианобактерий (*Cyanobacteria*, или цианеи, цианопрокариоты, цианобионты, цианофиты, сине-зеленые водоросли). За рубежом систематическое положение современных представителей этой группы основательно проработано [Ruggiero et al., 2015], и цианобактерии рассматриваются в качестве типа (*Phylum Cyanobacteria*) в царстве бактерий (*Kingdom Bacteria*) надцарства прокариот (*Superkingdom Prokarya*). Эти организмы широко распространены в разнообразных обстановках и представлены одноклеточными, колониальными и нитчатными (многоклеточными) формами. Систематика современных цианобактерий, как и большинства других организмов, основывается на молекулярно-генетических принципах [Madigan et al., 2012; Komarek et al., 2014], что создает определенные трудности при попытках внедрить в нее древних представителей этих групп, встреченных в отложениях различного возраста. Например, для отнесения какого-либо вида организмов к прокариотам, нужно обнаружить признаки отсутствия в его клетках оформленных ядер и органоидов, но если клетки не сохраняются при фоссиллизации, то получить такие свидетельства практически невозможно. Классификация таких образований возможна только на основании их морфологических особенностей.

Считается [Riding, 1991, 2011a; Маслов, 1973; Фортунатова и др., 2005], что типичной чертой цианобактерий является внеклеточное обызвествление, т.е. обызвествление слизистых чехлов, внешних по отношению к самому организму. В отличие от них, у зеленых и красных водорослей обызвествляться могут стенки клеток или определенные структуры в их пределах (внутриклеточное). Обызвествление характерно для некоторого числа современных цианобактерий, обитающих в специфических континентальных обстановках – горячих источниках или известковых озерах, но доказательств существования известьотлагающих

цианобактерий в современных морях нет [Riding, 2011a]. По данным этого автора, обызвествление у цианобактерий имеет необлигатную природу и зависит не от видовых признаков, а от внешних факторов, таких как концентрация растворенного карбоната кальция и содержание CO₂ в водах бассейна. При фоссилизации сохраняется только известковая оболочка, повторяющая форму тела цианобактерии, а на ее месте остается пустота, заполненная впоследствии спаритом. В древних карбонатных отложениях подобные микрофоссилии, как правило, имеют трубчатую и кустистовидную (дендритовидную) форму или сложены серией камер. По описанным выше причинам, такие образования являются проблематичными и часто объединяются в особую категорию кальцибионтов (*Calcibionta*) [Лучинина, 1991], а за рубежом – кальцимикробов. В частности, речь идет о таких часто встречающихся в геологической летописи формах, как трубчатых *Girvanella*, *Bevocastria*, *Stipulella* (типична для карбона Урала [Иванова, 2013]); кустистовидных *Ortonella*, *Garwoodia*; многокамерных *Renalcis*, *Izhella*, *Shuguria*, *Chabakovia* и им подобных. В настоящее время эти таксоны большинством исследователей обычно рассматриваются как цианобактерии [Riding, 2011a; Knoll, 2008; Wood, 1999], но некоторыми учеными [Feng et al., 2010] нетрубчатые формы (*Ortonella*, *Garwoodia*, *Renalcis*, *Izhella*, *Shuguria*, *Chabakovia* и прочие), как не имеющие современных аналогов, относятся к микропроблематикам. Что касается еще одной (ранее считавшейся проблематичной) кустистовидной формы *Epiphyton*, то она была диагностирована [Pratt, 1984; Терлеев, Лучинина, 2006] как сочетание субстрата из отмершей известковой красной кораллиновой водоросли и микритообразующих цианобактерий, поселявшихся на ее поверхности. Такие образования, по всей видимости, являются сложными комбинаторными объектами, и их трудно систематизировать без корректной классификации составляющих простых элементов [Покровский, 2014]. При этом вполне возможно, что и другие микропроблематики имеют подобную природу.

В палеонтологических исследованиях цианобионты часто описываются в ассоциации с зелеными и красными водорослями [Маслов, 1973; Шуйский, 1973; Фортунатова и др., 2005; Иванова, 2013]. **Sensu stricto водоросли считаются растениями, но иногда их рассматривают и как гетерогенную группу организмов, включающую в себя таксоны из разных царств (бактерий и растений) и даже надцарств – соответственно, прокариот (*Superkingdom Prokarya*) и эукариот (*Superkingdom Eucarya*)** [Водоросли..., 2013]. Широко распространено мнение, что водоросли – это собирательное понятие, так как оно объединяет группы различных организмов, что свидетельствует о единстве живой природы [Ботаника..., 2007]. Действительно, учитывая тот факт, что цианобактерии составляют значительную массу фитопланктона в океанах, отделить их от водорослей (физически и классификационно) достаточно сложно. Нельзя забывать и то, что в процессе эволюции бактерии «поучаствовали» в становлении водорослей в качестве первых пластид в их клетках [Гамалей, 2012]. Но, тем не менее, все-таки не совсем рационально подразумевать под водорослями прокариот, и, вслед за зарубежными учеными [Riding, 1991, 2011a; Allaby, 1992; Nabors, 2004], предлагается отказаться от употребления этого термина применительно к цианобактериям, а понимать под водорослями только фотосинтезирующих эукариот.

В настоящее время удобен и поэтому широко употребим термин «микробиальный». Он подразумевает под собой генетическую связь объектов исследования с микроорганизмами (микробами), то есть с организмами, не видимыми невооруженным глазом (естественной границей служит размерность менее 0.1 мм). К последним относятся не только бактерии, но и археи (*Kingdom Archaea*, =*Archaeobacteria*), простейшие эукариоты (так называемые Протисты (*Protista*); или, по другим классификационным системам, наиболее примитивные (но не обязательно одноклеточные) организмы из царств растений, грибов и животных) и иногда вирусы [Madigan et al., 2012]. Таким образом, зеленые и красные водоросли (*Phylum Chlorophyta* и *Phylum Rhodophyta*) тоже попадают в эту группу.

В отношении микробиальных образований, сохранившихся в ископаемом виде, часто употребляется термин микробиалиты (*microbialites*), или микробиолиты [Burne, Moore, 1987; Riding, 2011b; Кузнецов, 2015; Медведев и др., 2015; Тугарова, 2014; Маленкина,

2013]. По сравнению с русифицированным вариантом «микробиолит», под которым можно понимать любые немакроскопические ископаемые биогенные образования, термин «микробиолит» наиболее ярко отражает микробиальную природу отложений [Д.В. Гражданкин, устное сообщение]. Хотя в узком смысле под ним понимаются отложения только донных микробиальных матов [Riding, 2011b]. **Можно встретить и такие сочетания как микроболи-ты (microbolites [по Riding, 1991]), бактериолиты [Антошкина, 2011] или микробионтолиты [Седаева, 2015], но они не так широко распространены.**

Как известно, далеко не все микроорганизмы способны фоссилизироваться, но те, которые попадают в геологическую летопись, в большинстве случаев являются бактериальными формами или водорослями [Riding, 2011b]. **Исходя из этих принципов, нельзя считать синонимами слова «микробиальный» и «бактериальный».** Таким образом, если речь идет, например, о строматолитах (т.е. о продуктах жизнедеятельности цианобактерий), то здесь уместны оба термина. Но нельзя забывать, что под микробиальными образованиями можно понимать широкий спектр структур. Строго говоря, согласно классическому пониманию термина «микроорганизм», породы, сложенные в основном скелетами диатомей, или наиболее мелких фораминифер и радиолярий также можно считать микробиальными.

В русской литературе довольно часто попадаются словосочетания «микробиально-водорослевый» или «альго-микробиальный». В лучшем случае они являются просто плеоназмом, в худшем привносят смысловую путаницу. Для образований неопределенной или полигенной природы лучше использовать общее определение «микробиальный», а в случае ясного систематического положения – «бактериальный» или «водорослевый».

Таким образом, группу кальцимикробов (кальцибионтов) наиболее целесообразно считать цианобактериями – по крайней мере, до появления таких данных или методов диагностики, которые бы позволили выделить другие таксономические категории. В отношении цианобионтов не рекомендуется употреблять устаревшее словосочетание «синезеленые водоросли», а к водорослям следует относить только эукариот. Для ископаемых биогенных структур достаточно удобен термин «микробиолиты», но следует помнить, что под ним в широком смысле можно подразумевать не только бактериальные образования, но и отложения, связанные с другими микроорганизмами (в том числе и с водорослями).

Автор выражает признательность научному руководителю Г.А. Мизенсу за постоянную поддержку и содействие, Т.И. Степановой и Р.М. Ивановой за знакомство с миром цианобактерий и М.П. Покровскому за ценные советы и замечания по общим и классификационным вопросам.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 16-35-00263).

Литература

- Антошкина А.И. Бактериальное породообразование – реальность современных методов исследований // Уч. зап. Казанского университета. Естественные науки. 2011. Т. 153. Кн. 4. С. 114–126.
- Ботаника: Курс альгологии и микологии. М.: Изд-во МГУ, 2007. 564 с.
- Водоросли в эволюции биосферы. М.: ПИН РАН, 2014. 230 с.
- Гамалей Ю.В. Роль симбиогенеза в происхождении сосудистых растений и колонизации суши // Ранняя колонизация суши. Сер. «Геобиологические процессы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2012. С. 138–156.
- Иванова Р.М. Известковые водоросли карбона Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. 244 с.
- Кузнецов В.Г. Литология микробиолитов // Геология рифов. Сыктывкар: Геопринт, 2015. С. 68–70.
- Лучинина В.А. Кальцибионты – известковые водоросли венда-фанерозоя. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГГ СО РАН, 1990. 33 с.
- Маленкина С.Ю. Мезозойские микробиолиты и фосфоритообразование // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Новосибирск: ИНГ СО РАН, 2013. С. 220–225.
- Маслов В.П. Атлас породообразующих организмов. М.: Наука, 1973. 257 с.

Медведев П.В., Чаженгина С.Ю., Кузнецов А.Б. Изучение микробиальных карбонатов протерозойского возраста геохимическим и спектроскопическим методами // Геология рифов. Сыктывкар: Геопринт, 2015. С. 105–106.

Терлеев А.А., Лучинина В.А. Новые морфологические элементы у рода *Epiphyton Bornemann*, 1886 // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. С. 147–151.

Покровский М.П. Введение в классиологию. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. 484 с.

Седаева К.М. Эпохи микробиального карбоната накопления как отражение экстремальных событий в истории среднего и позднего палеозоя // Геология рифов. Сыктывкар: Геопринт, 2015. С. 140–142.

Тугарова М.А. Микробиолиты триаса архипелага Шпицберген. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2014. 198 с.

Фортулатова Н.К., Карцева О.А., Баранова А.В., Агафонова Г.В., Офман И.П. Атлас структурных компонентов карбонатных пород. М.: ВНИГНИ, 2005. 440 с.

Шуйский В.П. Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. М.: Наука, 1973. 155 с.

Allaby M (Ed.). *Algae. The Concise Dictionary of Botany*. Oxford: Oxford University Press. 1992. 442 p.

Burne R.V., Moore L.S. Microbialites: Organosedimentary deposits of benthic microbial communities // *Palaios*. 1987. V. 2. P. 241–254.

Feng Q., Gong Y.-M., Riding R. Mid-Late Devonian Calcified Marine Algae and Cyanobacteria, South-China // *J. Paleontol.* 2010. V. 84. P. 569–587.

Knoll A.H. Cyanobacteria and Earth history // *Cyanobacteria. Molecular Biology, Genomics and Evolution*. A. Herrero, E. Flores (Eds). Norfolk: Caister Academic Press, 2008. P. 335–382.

Komárek J., Kaštovský J., Mareš J., Johansen J.R. Taxonomic classification of cyanoprokaryotes (cyanobacterial genera) 2014, using a polyphasic approach // *Preslia*. 2014. V. 86. P. 295–335.

Madigan M.T., Martinko J.M., Stahl D.A., Clark D.P. *Biology of microorganisms*. 13th ed. Brock. 2012. 1155 p.

Nabors M.W. *Introduction to Botany*. San Francisco, CA: Pearson Education, Inc. 2004. 656 p.

Pratt B.R. *Epiphyton and Renalcis*- diagenetic microfossils from calcification of coccoid blue-green algae // *J. Sed. Petrol.* 1984. V. 54. P. 948–971.

Riding R. Calcified cyanobacteria // *Calcareous algae and stromatolites*. Springer, Berlin. 1991. P. 55–87.

Riding R. Calcified cyanobacteria // *Encyclopedia of Geobiology, Encyclopedia of Earth Science Series*. Heidelberg: Springer, 2011a. P. 211–223.

Riding R. Microbialites, stromatolites and thrombolites // *Encyclopedia of Geobiology, Encyclopedia of Earth Science Series*. Heidelberg: Springer, 2011b. P. 635–654.

Ruggiero M.A., Gordon D.P., Orrell T.M., Bailly N., Bourgoin T., Brusca R.C., Cavalier-Smith T., M.D. Guiry, Kirk P.M. A Higher Level Classification of All Living Organisms // *PLoS ONE*. 2015. V. 10. (4). 60 pp.

Wood R.A. *Reef Evolution*. Oxford: Oxford University Press, 1999. 414 p.

УТОЧНЕНИЕ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЕСЧАНОЙ ФРАКЦИИ КРЕМНИСТО-ОПАЛОВОГО СЫРЬЯ НА АКРЫШЕВСКОМ УЧАСТКЕ (СОВЕТСКИЙ РАЙОН ХМАО-ЮГРА)

Семечкова Л.В.

Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпилемана,
Lyuba21.k@yandex.ru

Опал-кристобалитовое сырье (диатомиты, опоки и трепелы), представляющие собой осадочные горные породы, имеют небольшую плотность, высокую пористость, низкую теплопроводность, кислотостойкость, огнеупорность, звукопоглощение, большую твердость

слагающих породу частиц, позволяют использовать эти горные породы для производства широкой гаммы строительных и теплоизоляционных материалов [Дистанов, 1998].

В 50–60 гг. XX века с началом проведения мелкомасштабного площадного геологического картирования отмечалось приповерхностное залегание и выходы на дневную поверхность кремнистых пород (диатомиты, опоки, трепелы) верхнего мела и палеогена на севере Тюменской области. Однако до начала 1980-х гг. как полезные ископаемые они изучались эпизодически. Начиная с 1981 г. тюменскими геологами (Л.А. Миняйло, А.П. Астапов, Ю.Н. Никитин, Я.Э. Файбусович и др.) под руководством П.П. Генералова началось целенаправленное изучение кремнистых пород. Комплекс исследований позволил выделить Северо-Тюменскую субпровинцию кристобалит-опаловых пород, оценить прогнозные ресурсы и наметить участки для проведения геологами Тюменской КГРЭ поисковых и разведочных работ. В результате было разведано более десятка месторождений кремнистого сырья.

Акрышевский участок расположен на территории Советского района Ханты-Мансийского автономного округа – Югры Тюменской области в 70 км к северо-западу от г. Советский. В участок входит группа месторождений кремнисто-опаловых пород, которая включает: Ай-Акрышьюганское, Тапы-Пандымьюганское, Сосьвинское месторождение кремнистого сырья. В пределах территории Акрышевского участка проведены поисковые и разведочные работы на различные виды общераспространенных полезных ископаемых: глины кирпично-керамзитовые, кремнисто-опаловое сырье, песок строительный (Смирнов и др., 1989ф).

Объектом исследования выбран участок, расположенный вблизи Ай-Акрышьюганского месторождения. Целью работы являлось уточнение минералого-петрографического состава песчаной фракции кремнисто-опаловых пород; выявление минерального состава по их естественным сортам для качественной характеристики сырья. Изучения проводились фрагментарно по 24 пробам, отобранных в шурфах глубиной от 0.2 м до 3.2 м, навеской до 5 кг. Площадь участка 13.27 км². Пробы представлены песком, гравелистым песком, гравийно-песчаной смесью, песчано-гравийной смесью. На участке отобранные пробы представлены отложениями четвертичного возраста, эоплейстоценом и слагают тазовский горизонт (*QEmz₂*), в разрезе которого преобладают пески с гравием, галькой, валунами, гравийно-галечной смесью, флювиогляциального происхождения. Источником опал-кристобалитовых пород в четвертичных отложениях являются породы ирбитской свиты (*P₂ir*), литологически представленные диатомитами, диатомовыми глинами, реже опокovidными, трепелами, вверху с прослоями кварцевых песков и гнездами пирита; серовской свиты (*P₂sr*), представленные опоккой светло-серой, серой и темно-серой, трепелами, диатомитами, глауконит-кварцевыми песками, песчаниками, алевролитами с включениями гравелита и гравия (Винтовкина и др., 1992ф).

Подготовка к испытанию, исследования и обработка результатов выполнялись в соответствии с требованиями, изложенными в ГОСТ 8735-88. Содержание пород и минералов определялось методом петрографической разборки и минералогического анализа песка. Для выяснения соотношения гравийных зерен и песка в пробе, был проведен рассев полной навески до отделения гравия. Далее гравийные зерна были удалены из навески, так как целью работы являлось изучение песчаной фракции. В результате определено содержание частиц размером до 40 мм. Согласно методике испытаний, на каждую пробу бралась навеска массой 500 г (без фракции гравия). После предварительной промывки и высушивания до постоянной массы, определен гранулометрический состав путем отсева песка на стандартном наборе сит. Полученные результаты позволили отнести пробы песка к разным группам – от очень тонкого до крупного (ГОСТ 8736-93).

Установлено, что песок, изучаемого участка, неоднороден, плохо отсортирован по размеру, представлен фракциями (в среднем по 24 пробам): 2.5–5.0 мм – 9%; 1.25–2.5 мм – 9%; 0.63–1.25 мм – 10%; 0.315–0.63 мм – 16%; 0.16–0.315 мм – 28%; менее 0.16 мм – 13%; алевритистая фракция менее 0.16 мм и глинистые частицы по всем интервалам опробования

в среднем 15%. Из 24 проб, прошедших испытания на исследуемом участке, можно выделить 4 пробы (№№ 10, 15, 16, 17), в которых содержание выветрелых пород, неопределенного состава (опоки, диатомиты), более 50%. Все изученные пробы по минеральному составу аналогичные, но различаются по гранулометрическому составу.

В качестве примера рассмотрена характеристика пробы № 17, так как в ней наибольшее содержание кремнистых образований (опок и диатомитов). Модуль крупности песка (2.72 Мк) соответствует группе «крупный». Так как изучалась песчаная фракция, зерна крупнее 5.0 мм не исследовались. Для расчета процента содержания гравия в данной пробе проводился гранулометрический анализ полной навески. В результате отсева определено содержание гравия 69.68%, песчаной фракции 30.32%. По данной пробе проведено полное поклассовое описание минералов. Установлено, что песок данной пробы опоко-диатомовый содержит: 61.93% кремнистых образований (опок, диатомитов), 16.19% кварца, 0.04% полевых шпатов, 0.56% обломков горных пород разного состава, 0.21% вредных примесей (аморфные разновидности двуокиси кремния, слюда, слоистые силикаты, оксиды и гидроксиды железа), 0.02% угля и древесных остатков, 0.17% прочих минералов (амфибол, эпидот, пироксен и др.).

В результате исследования уточнен минералого-петрографический состав песчаной фракции. Подавляющее большинство проб по всему участку содержат опоко-диатомовые породы кремнисто-опалового сырья, составляющие от 13 до 62%, в среднем 33% по всему участку. Скорее всего, судя по минеральному составу четвертичных отложений, на площади Ай-Акрышьюганского месторождения перенос материала был незначительным, и мы имеем дело с образованиями, близкими к элювию опок и диатомитов.

Литература

Дистанов У.Г. Минеральное сырье. Опал-кристоболитовые породы. М.: ЗАО «Геоинформ-марк», 1998. 27 с.

РЬ-РЬ ВОЗРАСТ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АГАРИНГОЛЬСКОЙ СВИТЫ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

Ситкина Д.Р.^{1,2}, Кузнецов А.Б.², Смирнова З.Б.²

¹Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», dariasitkina@gmail.com

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, antonbor9@mail.ru

Карбонатные породы способны сохранять изотопные и геохимические характеристики первичного осадка при отсутствии значительных диагенетических преобразований. Это позволяет определять время формирования древних карбонатных отложений, что имеет важное значение для палеотектонических реконструкций. В случае докембрийских и раннепалеозойских карбонатных пород для определения возраста карбонатов (главным образом известняков) применяют U–Pb и/или Pb–Pb метод [Jahn, Cuvelier, 1994; Овчинникова и др., 1998, 2012 и др.]. Объектом исследования стали карбонатные породы агарингольской свиты, слагающей венд-кембрийский чехол Тувино-Монгольского массива – одного из крупнейших среди докембрийских блоков в современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В венде-кембрии Тувино-Монгольский массив представлял собой микроконтинент Палеоазиатского океана [Геология..., 1973; Беличенко и др., 2003; Кузьмичев, 2004]. Главными составными частями Тувино-Монгольского массива являются аккреционный довендский фундамент и венд-кембрийский карбонатный чехол. Накопление мощного карбонатного чехла происходило в разных частях массива в условиях пассивной окраины. Этап

карбонатного накопления начался после этапа формирования вулканогенной ассоциации островных дуг, которые располагались в сопредельном океаническом пространстве в позднем рифее – около 770–800 млн лет назад [Кузьмичев, 2004]. Для венд–кембрийского этапа уверенно может быть определено лишь время его завершения (по появлению раннепалеозойских фаунистических остатков). Таким образом, уточнение времени начала формирования карбонатных отложений в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса до сих пор остается одной из актуальных проблем.

Докембрийские карбонатные отложения в юго-западной краевой части Тувино-Монгольского массива картируются в Мурэнской структурно-фациальной зоне Западного Прихубсугуля в составе агарингольской (мурэнской) свиты [Гибшер, Бат-Ирээдуй, 1990]. Стратотипический разрез агарингольской свиты имеет мощность около 1000 м и расчленяется на восемь пачек. Карбонатные отложения, представленные преимущественно массивными и плитчатыми известняками согласно залегают на терригенных породах хайсуинской свиты и согласно перекрываются вулканогенно-терригенными породами хужиртуинской свиты. Отложения агарингольской свиты лишены всяческих органических остатков, таким образом, в современных стратиграфических схемах не имеют строгих возрастных ограничений.

Важным условием для получения корректного значения возраста является сохранность изотопно-геохимической системы карбонатных пород. Для выявления образцов с наименее затронутой вторичными изменениями U-Pb системой проводился строгий отбор, включавший несколько этапов. На первом этапе проводилось петрографическое исследование, в ходе которого отбраковывались образцы карбонатных пород, подвергшиеся значительным вторичным преобразованиям (наличие вторичных прожилков, перекристаллизация). На втором этапе проводилась изотопно-геохимическая оценка сохранности пород основе тех же геохимических критериев, которые применяются при выборе образцов для Sr-хемотратиграфических исследований – отношения Mg/Ca, Mn/Sr, Fe/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Овчинникова и др., 1998, 2012; Кузнецов и др., 2014]. На следующем этапе образцы подвергались ступенчатому растворению для выявления фракций наиболее обогащенных первичным карбонатным материалом [Овчинникова и др., 1998, 2012].

Петрографическое изучение 11 образцов из нескольких пачек агарингольской свиты показало что, карбонатные породы сложены средне- и мелкокристаллическим кальцитом с небольшой (до 1–4%) примесью обломочного кварца и битуминозного вещества. Некоторые образцы содержат большое количество прожилков вторичного кварца и имеют микросланцеватую текстуру.

Для изотопно-геохронологического исследования были выбраны образцы из пачки ритмично-слоистых мелкокристаллических битуминозных известняков в основания агарингольской свиты. Большинство известняков ($\text{Mg} < 0.3\%$) характеризуется низкими содержаниями Mn (19–90 мкг/г) и Fe (80–1310 мкг/г) и очень высокой концентрацией Sr (1940–2770 мкг/г), что делает их потенциально пригодными для изучения U-Pb систематики. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изученных образцах лежит в узких пределах 0.70725–0.70743 и также указывают на отсутствие эпигенетической перекристаллизации.

Химическая обработка образцов проводилась с применением методики ступенчатого растворения. На первой ступени в слабом растворе HCl было удалено 1–2% поверхностных загрязнений и вторичных карбонатных генераций. Далее ступенчатое растворение образцов проводилось в 1N HCl в три этапа, в результате чего было получено по три фракции для каждого образца. В первой фракции содержание вещества составляло от 21 до 26%, во второй фракции от 21 до 43%, в третьей фракции от 26 до 40%. Доля нерастворимого силикатного в 1N HCl остатка составила от 9 до 20%.

Содержания Pb (0.6–1.5 мкг/г) и U (0.2–0.9 мкг/г) в карбонатной составляющей агарингольских известняков небольшие и соответствуют средним значениям, обычно присутствующим в карбонатных породах (обычно Pb \approx 1 мкг/г и U < 1 мкг/г). Величина измеренного отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в первой фракции варьирует от 25.105 до 28.064, во второй фракции от 25.519 до 26.918, в третьей фракции от 24.702 до 27.421. Низкие значения

отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ возможно связаны либо с частичной потерей урана в современное время.

Вычисленное в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ значение возраста равно 622 ± 96 млн лет, СКВО = 1.2. Полученный изотопный Pb–Pb возраст хорошо согласуется с вендским возрастным интервалом, установленным на основе метода Sr-изотопной хеостратиграфии ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70725\text{--}0.70743$), который показывает, что известковые осадки агариноломской свиты начали отлагаться в интервале 630–600 и 650–670 млн лет назад [Кузнецов и др., 2014]. Близкий возраст (632 ± 14 млн лет) имеют карбонатные осадки цаганоломской свиты [Овчинникова и др., 2012], перекрывающие позднерифейские вулканиты дзабханской свиты в составе осадочного чехла Дзабханского микроконтинента. Таким образом, формирование карбонатного чехла в Мурэнской зоне Тувино-Монгольского массива началось на 100–200 млн лет позже, чем излияние вулканитов сархойской островной дуги.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-01090).

Литература

- Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараин И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. № 6. С. 554–565.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. М.: Недра, 1973. 752 с.
- Гибшер А.С., Бат-Ирээдуй Я. Стратиграфия позднего докембрия — раннего кембрия Мурэнской зоны Западного Прихубсугуля (МНР) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Новосибирск: ИГТ СО АН СССР, 1990. С. 91–104.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хеостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М. и др. U-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейна р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28–40.
- Jahn B.-M., Cuvellier H. Pb-Pb and U-Pb geochronology of carbonate rocks: an assesment // Chem. Geol. 1994. V. 115. № 1/2. P. 125–151.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВКЛЮЧЕНИЙ В БОРНЫХ МИНЕРАЛАХ ПЕРМСКОГО СОЛЕРОДНОГО БАСЕЙНА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Соломон М.В.

Саратовский государственный университет, solomonmv@list.ru

Следы минерализации бора известны на протяжении почти всех периодов галогенеза фанерозоя. При этом максимальные значения кристаллизации боратов приходятся на пермский и неогеновый периоды. В пределах Прикаспийской впадины рудообразование бора происходило главным образом в центральных, юго-западных и южных частях бассейна [Тихвинский, Озол, 1960]. При этом имеются лишь фрагментарные результаты изучения борной минерализации южной части Прикаспия [Лобанова, 1960; Гочаренко, 2007]. До настоящего времени информация о включениях в борных минералах и систематика вакуолей практически отсутствуют, что определяет значимость их изучения. К тому же, на актуаль-

ность их исследований может указывать наличие разносторонних взглядов, касающихся формирования борных минералов в галогенных формациях. Включения в борных минералах изучались по единичным образцам Индерской солянокупольной структуры, в разрезах Эльтонского месторождения калийных солей, Сафроновского участка Приволжской моноклинали (импрессионный анализ нерастворимого остатка (н.о.) солей), Южно-Плодовитенского и Городовиковского участков Карасальской моноклинали (н.о. солей). Изучение включений в боратах сопряжено с определенными трудностями, поскольку борные минералы чаще встречаются в виде скрытокристаллических выделений различной формы [Гончаренко и др., 2011]. В хорошо ограненных кристаллах включения зачастую имеют крайне мелкие размеры, что также затрудняет их исследование.

Среди широкого разнообразия включений, выявленных нами при изучении боратов, в соответствии с подходами Э. Рэддера [1987], Н.П. Ермакова [1972], Ю.А. Долгова и Н.А. Шугуровой [1974], О.И. Петриченко [1988] и других исследователей, выделяются три различные системы микровключений: 1) включения минералообразующих сред в виде сингенетичных микросистем рассолов, растворов и расплавов, являющихся материнскими для каждого включающего микросистему минерала; 2) включения окружающих сред, не участвующих в образовании кристаллов минералов и их агрегатов; 3) твердые включения, захваченные минералами при росте из геохимической среды. Наиболее информативными являются системы микровключений первого типа, поскольку они отражают физико-химические параметры среды минералообразования. Системы включений второго типа отмечаются в минералах различного происхождения и характеризуют состояние окружающей среды и ее изменение во времени. Твердые включения (ксеногенные) захватывались во время роста минерала-хозяина из минералообразующей среды. Их информативность возрастает при изучении аутигенного минералообразования в солеродных бассейнах. Включения первой системы в генетическом отношении делятся на первичные и вторичные. К первичным относятся включения, образование которых связано со временем и процессами образования минерала-хозяина, а вторичные образуются на постседиментационных стадиях в результате проникновения поровых и межкристалльных растворов по трещинам и пустотам внутрь кристалла минерала. Среди первичных включений выделяют аутигенные (реликты минералообразующих растворов) и ксеногенные (случайно захваченные в процессе роста минерала).

При изучении включений в боратах использовались следующие основные признаки: характер расположения и форма вакуолей, их размеры, частота встречаемости, объемные соотношения фаз и, по возможности, определение состава твердой фазы (минерала-узника или захваченных кристаллов). Это позволило нам систематизировать включения и выделить ассоциации жидких, существенно газовых и твердых вакуолей. *Первая ассоциация* флюидных включений пространственно локализуется в плоскостях граней роста кристалла, образуя зональность в их расположении, но иногда в определенных зонах вакуоли представляют одиночные, не ориентированные между собой включения. Первый подтип первой ассоциации флюидных включений характеризуется правильными формами в виде отрицательного кристалла, размером не превышающего 30–50 мкм. По фазовому наполнению отвечают однофазовому, двухфазовому (Г-Ж) и трехфазовому (Т-Г-Ж) состояниям. Твердая фаза в них представлена галитом, реже – ангидритом. *Вторая ассоциация* включений представлена газовой-жидкими вакуолями, расположенными азонально в теле минерала-хозяина или в виде одиночных вакуолей. Объем газовой фазы в них меняется от 18 до 25% объема включения. *Третья ассоциация* флюидных включений отличается большим разнообразием форм с неправильным прихотливо-извилистым обликом; вакуоли имеют сложную картину распределения в плоскости. По фазовому состоянию это газовой-жидкие (Г-Ж) или существенно-жидкие включения (Ж). Твердые включения представлены растворимыми водными и безводными хлоридами и сульфатами кальция, калия, натрия; нерастворимые твердые включения – магнезитом, доломитом, гипсом, ангидритом, кварцем, пиритом и др. минералами. Рассмотрим включения в боратах с учетом введенной нами классификации.

Для *гидроборацита* установлены три ассоциации включений. Газово-жидкие вакуоли располагаются либо в виде трехмерных групп, либо изолированно друг от друга. Первый тип включений характеризуется равномерным фазовым заполнением (газовая фаза составляет не более 8–10%) и размерами, не превышающими 50 мкм. Температура гомогенизации газовой фазы 65–80 °С. **Одиночно-расположенные включения в теле кристаллов гидроборацита** отличаются большими размерами – до 150–100 мкм – и разнообразием форм: от удлинненно-овального до прихотливо-извилистого облика. Температура гомогенизации газовой фазы, составляющей 12–15% объема вакуоли, изменяется в пределах 83–130 °С. **Твердые ксеногенные включения**, представленные ангидритом, располагаются иногда по зонам роста кристалла в виде цепочек или чаще концентрируются в виде групп и неравномерно распределяются по зерну минерала. В *колеманите* выявлены газово-жидкие включения, газовая фаза в которых составляет от 10–12 до 18% объема вакуоли. По форме это в основном удлинненно-овальные или равнобедренно-тригональные коротко призматические вакуоли. Располагаются они чаще всего в виде одиночных не ориентированных между собой включений. Температура гомогенизации газовой фазы составляет 80–100 °С. **Газовые включения** в колеманите имеют в основном кубоктаэдрическую форму. Они ориентированы закономерно и относительно равномерно распределены в «теле» минерала-хозяина. Размер их составляет от долей до 100 мкм. В хорошо ограненных призматических кристаллах *сульфоборита* отмечаются ориентированно-расположенные существенно-жидкие включения в виде цепочек по кристаллу минерала, повторяющие зоны роста. Они характеризуются правильными формами в виде отрицательного кристалла, размеры их не превышают 15–20 мкм, что создает трудности для более детального изучения. Установлены также газово-жидкие и твердо-газово-жидкие включения, которые морфологически отличаются разнообразием форм: от овального до прямоугольного и треугольно-призматического облика. Твердая фаза трехфазовых включений имеет либо псевдотетрагональный облик, либо игольчатую форму кристаллов. По оптическим константам ($N_g = 1.461$, $N_p = 1.433$) и кристаллографическому облику она соответствует эпсомиту. При нагревании включений твердая фаза не растворяется, что позволяет сделать вывод о возможном захвате эпсомита во время роста сульфоборита. Газовая фаза в этих включениях переходит в гомогенный раствор при температуре 45–55 °С. **Тогда как гомогенизация двухфазовых (Г-Ж) включений соответствует интервалу температур от 75 до 95 °С. Кроме того, в сульфоборите часто отмечаются ксеногенные включения гипса и ангидрита в виде хорошо ограненных кристаллов. Существенно-газовые включения в сульфоборите в отличие от колеманита имеют удлинненно трубчатую форму, размер их составляет 100–150 мкм. Вакуоли располагаются как ориентированно и закономерно, так и в виде одиночных включений в минерале. *Иньоит* характеризуется газово-жидкими включениями идиоморфного, овального и иногда клиновидного облика, располагающимися в основном азонально по зерну минерала. Вакуоли идиоморфного облика (газовая фаза составляет 12–15%) тяготеют к зонам роста, и по данным термометрии температура их гомогенизации составляет 45–55 °С. Включения второго морфологического типа (газовая фаза составляет 15–18%) гомогенизируют при температуре 80–85 °С. Возможны и более высокие значения температур, которые нам установить не удалось из-за дегидратации воды, в результате которой препараты из иньоита сильно мутнеют. Для *борацита* установлены существенно-жидкие включения округлой формы, размером до 20–30 мкм. Они расположены зонально и напоминают рисунок елочки в галите. Газово-жидкие включения имеют разнообразные формы, но в основном они удлинненно-овальные или клиновидные со сглаженными углами. Гомогенизация газовой фазы соответствует двум температурным интервалам: 40–60 °С и 80–110 °С. Иногда присутствует твердая фаза гексаэдрического облика, которая по оптическим константам соответствует галиту ($N = 1.544$). Температура гомогенизации Г-Ж включений составляет в среднем 35–50 °С. В *бораците* часто отмечаются твердые включения гидроокислов железа и гипса; ангидрит встречается реже. В кристаллах *витчита* видны микроскопические зоны роста, вдоль которых располагаются однофазовые включения. Между зонами роста встречены одиночные газово-жидкие и твердо-жидкие**

вакуоли (твердая фаза в них по оптическим показателям и кристаллографическому облику соответствует галиту). Причем в галите из ассоциации с витчитом нами установлены Т-Ж включения, твердая фаза которых представлена ксеногенным кристаллом витчита ($N_g = 1.621$, $N_m = 1.553$, $N_p = 1.551$). Очень маленькие размеры включений (доли мкм–25 мкм) вызвали определенные трудности при их изучении и невозможность гомогенизации вакуолей.

Таким образом, приведенный фактический материал по морфологии и фазовому составу микровключений в борных минералах и данные термометрии многофазовых вакуолей позволяют выделять бораты сингенетично-образованные с различными солями на стадиях седиментации, диагенеза и катагенеза солей. Кроме того, в некоторых боратах установлены морфологические типы вакуолей (витчит, колеманит, гидроборатит), схожие с морфологией включений в гидротермальных минералах (кальците, кварце, адуляре) [Гончаренко, 1993].

Литература

Гончаренко О.П. Условия формирования боратов в пермском солеродном бассейне Прикаспийской впадины // Южно-российский вестник геологии, географии и глобальной энергии. 2007. № 2(26). С 5–6.

Гончаренко О.П. Температурные условия развития геотермальной системы вулкана Баранского (о. Итуруп) // Геохимия. 1993. № 2. С. 237–242.

Гончаренко О.П., Писаренко Ю.А., Киреев О.С., Писаренко В.Ю. Перспективы бороносности галогенной формации прикаспийской впадины и её обрамления // Известия вузов. Геология и разведка. 2011. № 2. С. 41–46.

Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. Состав газов во включениях аутигенных минералов // Минералогия эндогенных образований. Новосибирск: Наука, 1974. С. 119–125.

Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Наука, 1972. 375 с.

Лобанова В.В. Петрографическая характеристика соляной толщи поднятия Западный Азгир. М.: ВНИИИ Галургии, 1960. С. 116–127.

Петриченко О.И. Физико-химические условия осадкообразования в древних солеродных бассейнах. Киев: Наук. думка, 1988. 128 с.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т.1. 560 с.; Т. 2. 632 с.

Тихвинский И.Н., Озол А.А. Стратиграфическая и фаціальная приуроченность боратов в кунгурских галогенных отложениях // Стратиграфия и литология палеозоя Волго-Уральской области. Казань: Изд-во КГУ, 1970. С. 180–187.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (LA-ICP-MS)-ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ БАЗАЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ УРАЛИД (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Сычев С.Н.^{1,2}, Ивлева А.С.¹, Петров С.Ю.², Коннов А.Г.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, s.sychev@spbu.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт

U-Pb-изотопное датирование детритных цирконов (dZr) из терригенных отложений предоставляет важную информацию для расшифровки истории формирования осадочных бассейнов и, прежде всего, возраста пород источников сноса. В данной работе приведены результаты исследования U-Pb-изотопного возраста двух образцов метапесчаников базальных уровней уралид, отобранных на севере Уральского орогена в пределах Лемвинской зоны Байдарацкого аллохтона. Образцы были взяты из разрезов оюяхинской (обр. 6008) и талотинской (обр. 2126) свит.

Породы, относимые к оюяхинской свите, представлены песчаниками аркозовыми, алевролитами, конгломератами, базальтами, андезибазальтами и их туфами, в верхней

части с прослоями известковистых песчаников. На них залегают отложения талотинской свиты, среди которых выделяются песчаники кварцевые гематитсодержащие, алевролиты, прослои известковистых песчаников и глинистых сланцев. Возраст отложений оюяхинской свиты был основан, главным образом, на единичных находках акритархов при проведении в середине 80-х годов прошлого века ГГС-50 (Микляев и др., 1988ф) и принят позднекембрийским; согласно последней Полярно-Уральской серийной легенде по косвенным признакам возраст свиты венд(?)–кембрийский (Шишкин и др., 2009ф). Раннеордовикский возраст талотинской свиты определен по многочисленным определениям брахиопод, а также конодонтов и не представляется дискуссионным.

Предварительная пробоподготовка и выделение dZr из песчаников проведены в ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Санкт-Петербург) по стандартной методике. **U-Pb LA-ICP-MS датирование dZr** также выполнено во ВСЕГЕИ на многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения с системой лазерной абляции New Wave DUV-193, которая основана на эксимерном ультрафиолетовом лазере Lambda Physik. **Итоговые U/Pb датировки, полученные для каждого отдельного определения, фиксировались с аналитической ошибкой измерения равной $\pm 2\sigma$.** Для dZr с возрастом более 1000 млн лет за время их кристаллизации в исходной породе принимался возраст, рассчитанный по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, а для более молодых – по отношению $^{206}Pb/^{238}U$. **Построение графиков распределения плотности вероятности возрастов произведено с помощью программы Isoplot 4.0. В соответствии с представлениями [Gehrels, 2012], учитывались зерна с дискордантностью не более 30%.**

Для dZr из образца 6008 (*оюяхинская свита*) получены U/Pb датировки 53 зерен, из которых только 5 зерен имеют дискордантность более 30%. Кондиционные датировки попадают в диапазон от ~511 (конец раннего кембрия) до ~1558 млн лет (ранний рифей). dZr распадаются на 2 разновозрастные группы/популяции. Среди них самая массовая позднерифейско-раннекембрийская популяция включает 46 зерен (96%), раннерифейская популяция содержит всего 2 зерна (4%). dZr с возрастaми от ~651 до ~1448 млн лет в полученном наборе возрастов не установлены. Позднерифейско-раннекембрийская популяция образует два сближенных отчетливых максимума плотности вероятности (МПВ) ~545 и ~570 млн лет.

Из образца 2126 (*талотинская свита*) датировано 50 dZr , из которых лишь 34 зерна кондиционны и попадают в диапазон от ~515 (конец раннего кембрия) до ~1667 млн лет (конец раннего протерозоя). Единственная представительная в количественном плане (31 зерно или 91%) популяция попадает в возрастной диапазон от конца раннего кембрия (~515 млн лет) до конца позднего рифея (~650 млн лет), и также имеет два выразительных сближенных МПВ ~516 и ~522 млн лет. Остальные продатированные зерна с возрастaми ~1168, ~1632, ~1667 млн лет единичны.

Полученные нами данные позволяют уточнить возраст оюяхинской свиты и по наличию самой молодой популяции dZr принять его не древнее среднего кембрия. Учитывая то, что в Западно-Уральской мегазоне на Полярном Урале нет осадочных пород среднекембрийского возраста, а также в ходе определения фауны (тремадокские брахиоподы), отобранной в процессе проведения полевых работ по составлению Гостгеолкарты-1000 [Шишкин и др., 2014] и положению в разрезе непосредственно ниже олигомиктовых и известковистых песчаников талотинской свиты в верховьях р. Нгоюяха с тремадокскими брахиоподами, принять возраст оюяхинской свиты позднекембрийско-раннеордовикским. Несомненно, главным источником сноса в это время был Тиманский ороген, что доказывают многочисленные изотопные исследования dZr [Ивлева и др., 2016; Кузнецов, Романюк, 2014] и для базальных горизонтов уралит в том числе [Соболева и др., 2012], но многие близлежащие комплексы северо-востока Тиманской окраины Восточно-Европейского континента (в современных координатах) имеют сходные возрастa [Сычев, Ивлева, 2015], например: в Западно-Уральской мегазоне базальты, андезиты и риолиты бедамельской серии (RF_3-C_1) и энганэпэйской свиты (V_2-C_1), вулканогенно-осадочные образования моллюдовжской свиты (RF_3-V), которые прорваны габбро-гранитным лемвинским комплексом ($V-C_1$), а также магматический «разрез» Центрально-Уральской мегазоны, который включает в себя риолиты

и базальты саблегорского комплекса (RF₃-V₁), харбей-собские гранодиориты и габброиды (RF₃-V₁), панэчаизские гранодиориты (RF₃-V₁), манарагско-сивьягинские диориты (V₁), парнукские диориты и габброиды (V₁), лядгейские и кызыгейские риолиты, диориты, гранодиориты и габброиды (V-Є₁), граниты и метаграниты николайшорского (V₂), евьюганского (V₂-Є?) и сальнегорско-маньхамбовского комплексов (V₂-Є). Приведенные выше комплексы могли служить источником кластического материала для базальных отложений уралид Байдарацкого аллохтона.

Исследования выполнены в рамках проекта «Составление комплекта Государственных геологических карт (авторский вариант) масштаба 1:200 000 листов R-42-XXV, XXVI (Ярская площадь)» и при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 15-35-20591) и НИР СПбГУ (3.38.137.2014).

Литература

Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Еришова В.Б., Анфинсон О., Худолей А.К., Федоров П.В., Маслов А.В., Здобин Д.Ю. Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования обломочных цирконов из верхневендско-нижнекембрийских отложений востока Балтийской моноклизы // Докл. РАН. 2016. Т. 468. № 4. С. 441–446.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Уточнение времени формирования коллизионного орогена Проторуалид-Тиманид: 540–510 млн лет // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Т. I. М.: ГЕОС, 2014. С. 219–224.

Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Миллер Э.Л., Удоратина О.В., Герелс Дж., Романюк Т.В. Первые результаты U/Pb – датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралид (Полярный Урал) // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 5. С. 570–576.

Сычев С.Н., Ивлева А.С. Тектоно-магматические события севера Урала и Пай-Хоя в доюрское время // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике. Улан-Удэ: ИГ СО РАН, 2015. С. 91–94.

Шишкин М.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист R-42 (п-ов Ямал). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, (принят к изданию в 2014).

Gehrels G. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities // Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Busby C., Azor A. (Eds). 2012. Blackwell Publishing Ltd. P. 47–62.

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКИХ ПАЛЕОТЕТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КУПРУКСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАД ЗЕРАВШАНСКОГО ХРЕБТА, КИТАБСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЗАПОВЕДНИК, УЗБЕКИСТАН)

Тарасенко А.Б., Михайлова Е.Д.

*Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
etele1@ya.ru, edmich@mail.ru*

Породы купрукской свиты хорошо обнажены в левом борту низовьев сая Оби-Сафит в 1.5 км от впадения его в р. Джинды-Дарья на территории Китабского государственного геологического заповедника (Узбекистан). Разрез Оби-Сафит является одной из наиболее полных непрерывных последовательностей карбонатных пограничных отложений силура и девона в Зеравшано-Гиссарской горной области Южного Тянь-Шаня, образовавшимися на пассивной окраине древнего микроконтинента [Михайлова и др., 1978; Соколов, Гарьковец, 1984; Yolkin et al., 2008].

Породы купрукской свиты пржидола перекрываются породами мадмонской свиты лохкова. В разрезе Оби-Сафит купрукская свита представлена почти полностью – не вскрыта только ее нижняя часть. Мощность свиты около 300 м. Она сложена темно-серыми и черными толстослоистыми, узорчатыми неправильно-пятнистыми и полосчатыми доломитовыми известняками с прослоями серых доломитов. Литологический состав пород не выдержан по простирацию. Характерно чередование пелитоморфно-тонкозернистых, органо-генно-детритовых и органо-генных (кораллово-строматопоровых, амфипорово-ругозовых и т.д.) разностей известняков с общей тенденцией преобладания последних в верхней части разреза. Наиболее распространены следующие литолого-генетические типы пород:

ЗА – пелитоморфные мелкодетритовые известняки вак-мадстоуны темно-серого цвета с пологоволнистой и ламинационной слоичатостью. Комплекс фоссилий обеднен: присутствуют амфипоры, водоросли, а также следы зарывания организмов. Отложения накапливались ниже базы волнений в небольших углублениях дна палеобассейна. Тонкая взвесь спокойно оседающего ила и мелкого детрита, приносимого сюда с подвижного мелководья, вероятно, создавала неблагоприятные условия обитания для донных организмов.

ZB – узорчатые доломиты и доломитизированные известняки – вакстоуны, тонко-, мелко- и среднезернистые, толсто-среднеплитчатые, линзовидно-слоистые и комковатые. Доломит приурочен к текстурам биотурбаций и образует светло-серые пятна или полосы, на фоне темно-серых известняков. Органические остатки редки и представлены преимущественно амфипорами и ругозами. Карбонатные илы накапливались на морском мелководье с изменчивым гидродинамическим режимом и прерывистой седиментацией. Во время приостановок осадконакопления донные отложения перерабатывали илороющие организмы, следы которых в диагенезе были доломитизированы. Субаквальное выветривание способствовало развитию комковатой отдельности.

ZC – доломитизированные известняки пакстоуны темно-серые тонкозернистые толстоплитчатые, со светло-розовыми глинистыми пленками, с микроградационной слоичатостью, выраженной в закономерном уменьшении размера органических остатков (ругозы, обломки колоний строматопорат, створки и ядра брахиопод, остракоды, членики криноидей), детрита и пеллет снизу вверх. Отложения накапливались на морском мелководье с эпизодически усиливавшейся гидродинамикой. Во время волнений обломочный материал переходил во взвешенное состояние, а по мере ослабления волнового воздействия оседал на дно, причем сначала опускались крупные биокласты, а затем все более мелкие.

YB – серые и темно-серые полосчатые и пятнистые доломитовые вакстоуны с прослоями органо-генных флаутстоунов, средне- и мелкозернистые, местами афанитовые, средне-, толстослоистые. Осадки накапливались в условиях изменчивой, преимущественно активной гидродинамики. Волны сортировали обломочный материал по крупности.

YC – доломитовые флаутстоуны и рудстоуны серые, темно-серые с розовыми пятнами от тонко- до среднезернистых толсто-среднеслоистые, иногда комковатые, с линзами энкринитов. Флаутстоуны содержат целые колонии и обломки колоний табулят, ругоз, строматопор, раковинки брахиопод, членики криноидей, детрит, сгустки и комки. Вероятно, скопления биокластического материала могли образовывать подводные валы. В условиях активного гидродинамического режима происходила сортировка обломочного материала и удаление карбонатного ила.

К – карбонатные конгломерато-брекчии. Обломки, размером от 0.5×0.5 см до 3.0×5.0 см, представлены темно-серыми и серыми доломитизированными известняками, и составляют 50% от объема породы. Брекчирование может являться результатом периодического высыхания дна и воздействия волн на донные осадки.

В – биогермы строматопорово-амфипорово-табулятово-ругозовые. Органо-генные постройки формировались в подвижной прозрачной воде, в зоне турбулентности, откуда вымывался карбонатный ил.

Породы купрукской свиты доломитизированы и окремнены. Доломит образует светло-серые пятна причудливой формы или полосы, на фоне темно-серых известняков. По про-

стиранию степень доломитизации меняется и «узорчатые» разности переходят однородные. Наиболее интенсивно доломитизированы породы нижней части купрукской свиты. Вверх по разрезу содержание доломита снижается. Доломиты представляют собой диагенетические образования. Об этом свидетельствует, во-первых, характер выделений. Доломит представлен идиоморфными ромбоэдрическими кристаллами размером 0.02–0.04 мм, а кальцит ксеноморфными, «лапчатами» формами 0.005–0.01 мм. Во-вторых, неравномерное, пятнистое или полосчатое распределение доломита в известках. Кристаллы доломита образуют скопления, гнезда на фоне ранее раскристаллизовавшейся кальцитовой основной массы. В связи с этим породы имеют декоративный, пятнистый облик. В-третьих, комплексы органических остатков в доломитах и известняках сходные. Это указывает на несколько отклоняющуюся от нормальной соленость морской воды с повышенной магниальностью. Вероятно, пыльное развитие фитопланктона и донной растительности способствовало обогащению илов органическим веществом и выпадению магниальных солей. А разложение органического материала приводило к более энергичному перераспределению вещества в диагенезе и локальному концентрированию доломита.

Наряду с доломитизацией в осадке происходило перераспределение кремнезема. В породах свиты часто наблюдается окремнение органических остатков, присутствуют кремнистые и карбонатно-кремнистые желваки, стяжения и линзы. Представляется, что процессы доломитизации и окремнения взаимосвязаны. В большинстве случаев источником кремнезема могут являться остатки организмов – радиолярий, губок, которые растворяются в диагенезе, или алюмосиликаты, подвергшиеся глубокому химическому выветриванию. Но поскольку в купрукской свите усваивающие кремнезем организмы и наземная флора отсутствуют, исключается возможность глубокого кислого выветривания и появления растворенной кремнекислоты. В.Г. Кузнецовым [2008] предложена схема, объясняющая пространственное размещение окремнения и его преимущественную приуроченность к фациям развития доломитов. Процесс окремнения определяется спецификой геохимии водоема: высокая щелочность бассейна обуславливает растворение находящейся в осадке силикокластики и обогащение вод кремнеземом. Растворимость кремнезема резко возрастает при уровне pH > 10, наличии NaCl и **высоком значении магний-кальциевого отношения**. В купрукское время неоднократно осушалось дно палеобассейна, и создавались благоприятные условия для садки магниальных соединений, а последующее затопление приводило к снижению солености и созданию условий для осаждения кремнезема. Образование стяжений и линз связано с перераспределением кремнезема в диагенезе.

Окремнение приурочено к кровле седиментационных циклитов нижней части разреза, зафиксированных перерывами, поверхностным растворением, брекчированием. Встречаются карбонатные брекчии и конгломерато-брекчии в виде прослоев и линз мощностью до 0.5 м, залегающих среди пачек известняков и доломитов. На них и в субвертикальных микротрещинках в виде пленок распределен розовато-серый глинистый материал. Такие прослои могли сформироваться вследствие растрескивания карбонатного ила, выходившего местами из-под уровня моря при обмелениях. Последующее затопление этих участков приводило к незначительному перемещению и слабому окатыванию донных отложений. Следует отметить, что наряду с седиментационными брекчиями в отложениях купрукской свиты развиты вторичные (вероятно, тектонические) брекчиевидные текстуры. Они проявлены в известняках и доломитах в виде тонких различно ориентированных ветвящихся прожилков, выполненных яснокристаллическим кальцитом. Такая сеть кальцитовых прожилков и создает псевдобрекчиевидные участки.

Частая смена фациальных условий мелководного морского бассейна создавала благоприятные условия для развития лишь некоторых видов фауны. Состав купрукского сообщества своеобразен из-за бедности видового состава, но многочисленности индивидуумов. Характерны остатки однообразных палеозойских коралловых полипов (ругозы и табуляты), амфипоры, строматопораты, остракоды, криноидеи и конодонты. Брахиоподы, которые были очень широко развиты в большинстве шельфовых фаций позднего силура, в купрук-

ских отложениях представлены однообразными мелкими формами; трилобиты практически отсутствуют; из моллюсков найдены только мелкие гастроподы. Специфичность таксономического состава купрукской биоты и значительная составляющая доломита в осадках свидетельствуют о некотором отклонении химического состава вод на этом участке бассейна от вод открытого моря. Однако виды купрукской биоты входят в состав значительно более разнообразных сообществ открытых морских бассейнов с карбонатным осадконакоплением, разрезы которых широко развиты во многих районных Южного Тянь-Шаня. Таким образом, нельзя считать, что этот участок морского бассейна был полностью изолирован от открытого моря. Кроме того, на его дне существовали небольшие биогермы. Целые постройки встречаются редко, большинство биогермов разрушено. Их длина не превышает 15 м, а высота – 1.5 м. Биогермы чередовались с органогенно-детритовыми валами, впадинами и ровными участками дна. Автохтонные захоронения брахиопод в виде банок приурочены к понижениям палеорельефа. Редкие автохтонные захоронения остракод тоже связаны с мягкими илистыми грунтами межбиогермных фаций. Здесь также встречаются отдельные колонии табулят и ругоз в прижизненном положении. Часто присутствуют строматопоратовые и ругозовые луга. Они сформировались в относительно спокойных водных условиях, при которых кораллиты не перемещались с места обитания.

Таким образом, доломитизация отложений и специфичность таксономического состава биоты купрукской свиты в разрезе Оби-Сафит свидетельствуют о частичной изоляции от открытого морского бассейна с нормальной соленостью. Уменьшение количества биокластов снизу вверх в породах свиты, улучшение сохранности колоний кораллов, снижение доломитизации и сокращение прослоев брекчий свидетельствует о повышении уровня моря к концу пражидола на данном участке палеобассейна. На фоне общей трансгрессивной направленности процессов седиментации, в разрезе купрукской свиты насчитывается 10 седиментационных циклитов, образовавшихся в результате колебаний уровня моря. Вследствие тектонических движений на данном участке палеобассейна менялся гидродинамический режим: ниже базиса действия штормовых волн и выше базы нормальных волнений. Осадконакопление шло пульсирующе, с седиментационными паузами, которые сопровождалось обнажением и высыханием дна или его частичным растворением. Впоследствии дно заселял морской бентос или перерабатывали илороющие организмы, т.е. формировались поверхности как твердого, так и мягкого дна.

Литература

Кузнецов В.Г. Специфические черты протерозойского карбонатонакопления как отражение своеобразия протерозойской биоты // Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008. С. 134–154.

Михайлова Е.Д., Ким А.И., Ерина М.В. Краткая характеристика стратиграфического разреза пограничных отложений силура и девона (Оби-Сафит) на западе Зеравшанского хребта, Средняя Азия // Уч. зап. ЛГИ, 1978. Т. LXXIII. Вып. 2. С. 31–36.

Соколов Б.С., Гарьковец В.Г. (Ред.) Экскурсия 100 // Сводный путеводитель экскурсий. XVII сессия МГК. Ташкент: ФАН, 1984, С. 138–165.

Yolkin E.A., Kim A.I., Talent J.A. (Eds). Devonian sequences of the Kitab Reserve area // Field Excursion Guidebook. Int. conf. «Global Alignments of Lower Devonian Carbonate and Clastic Sequences» (SDS/IGCP 499 project joint field meeting). Kitab State Geological Reserve, Uzbekistan. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2008. 100 p.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЯРОВЕЙСКОЙ СЕРИИ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Уляшева Н.С., Гракова О.В.

*Институт геологии Коми научного центра УрО РАН,
nsulasheva@geo.komisc.ru*

Няровейская серия среднего рифея протягивается в виде полос вдоль раннепротерозойских метаморфических комплексов Центрально-Уральской зоны Полярного Урала и представлена в основном различными сланцами. Уровень метаморфизма пород достигал зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В отличие от хорошо исследованных островодужных рифей-вендских образований Западной тектонической зоны Полярного Урала, рассматриваемая серия является слабо изученным объектом. Недостаточно исследован первичный состав метаморфитов, а также геодинамическая обстановка формирования их протолитов.

Целью данной работы является реконструкция первичного состава пород няровейской серии. В связи с тем, что региональный метаморфизм практически полностью стирает первичные литологические признаки пород, основной упор при реконструкции первичного состава метаморфитов был сделан на изучение их химического состава, так как химическая классификация может частично или полностью заменять литологическую [Юдович, Кетрис, 2000]. При этом мы исходили из предположения, что региональный метаморфизм протекал изохимически. Для разделения орто- и парапород была использована дискриминантная функция $DF(x)$ С.Д. Великославинского с соавторами [2013]. Дополнительная характеристика пород производилась с помощью идентификационных диаграмм А.А. Предовского [1970], А.Н. Неелова [1980] и геохимических модулей Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2000].

Нами изучены породы няровейской серии по ручьям Няршор, Сядатояха, Графитовый, Харчерузь, Ингилоръеган. Петрографические и петрохимические исследования позволили выделить несколько групп пород, схожих по первичному составу. По дискриминантной функции С.Д. Великославинского с соавторами [2013] I группа пород относится к ортообразованиям, III, IV, V и VII группы являются парапородами, а II и VI группы метаморфитов обнаруживают сходство с ортопородами, а также попадают в область неопределенности.

К I группе пород относятся кальцит-кварц-альбит-эпидот-хлорит-амфиболовые и кварц-эпидот-альбит-хлоритовые сланцы. Породы имеют сланцеватую текстуру, нематолепидогранобластовую иногда порфиробластовую структуру. Они характеризуются содержаниями кальцита (0–10%), кварца (1–10%), мусковита (1–3%), альбита (15–30%), хлорита (5–15%), эпидота (10–40%), амфибола (преимущественно актинолита) (0–35%). Мощность толщ варьирует от 1 до 17 м. Метаморфиты имеют содержания кремнезема 39.06–51.67%. Низкие содержания кремнезема и высокие оксида кальция в некоторых сланцах, вероятно, связаны с карбонатизацией пород. На диаграмме А.А. Предовского точки составов пород занимают поле базитов. По классификации А.Н. Неелова они относятся к толеитовым базальтам и пикритовым базанитам. Согласно классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис рассматриваемые породы близки к псевдогипогидролизатам и псевдосуперсиаллитам с $ГМ = 0.44–0.64$. Высокие значения $ТМ = 0.04–0.12$, $ЖМ = 0.61–0.87$, $ФМ = 0.35–0.47$, а также положительная корреляция $ЖМ–ТМ$ и отрицательная $– ГМ–НКМ$ указывают на магматическую природу данных образований. Исходя из приведенного описания, протолитами для рассматриваемых сланцев являлись метабазалты.

Вторая группа пород (II) включает альбит-кварц-эпидот-мусковит-хлорит-амфиболовые и кальцит-кварц-альбит-хлорит-эпидот-амфиболовые сланцы с содержаниями кварца (1–10%), альбита (3–20%), хлорита (10–25%), эпидота (5–40%), мусковита (0–15%), амфибола (15–35%). Эти породы имеют сланцеватую и слабосланцеватую текстуру и гранонематобластовую структуру. Мощность их варьирует от 1 до 7 м. Содержание кремнезема в

сланцах варьирует от 40.41 до 47.32%. По положению фигуративных точек на диаграмме А.А. Предовского они диагностируются как туффиты с основным и ультраосновным материалом. Согласно А.Н. Неелову они схожи с карбонатными аргиллитами. Породы относятся к псевдогипогидролизатам. Высокие значения ГМ (0.57–0.81), ТМ (0.04–0.17), ФМ (0.4–0.59), ЖМ (0.47–0.89) и низкие – НКМ (0.09–0.19), а также положительная корреляция ЖМ–ТМ и отрицательная – ФМ–НКМ указывают на пирогенную природу данных образований. Следовательно, рассматриваемые сланцы нами диагностируются как метатUFFы.

К третьей группе пород (III) относятся альбит-эпидот-мусковит-кварцевые, альбит-мусковит-хлорит-кварцевые, альбит-кварц-актинолитовые-мусковитовые, биотит-хлорит-эпидот-кварцевые, мусковит-альбит-биотит-эпидот-хлорит-кварцевые сланцы. Мощность их составляет от 0.5 м до 6 м. Для них характерны полосчатые текстуры, порфиروبластовые и лепидогранобластовые структуры и следующие содержания породообразующих минералов: эпидота (0–20%), альбита (1–10%), мусковита (5–40%), хлорита (1–30%), актинолита (0–20%), кварца (20–60%). Содержание кремнезема в них варьирует от 48.54 до 60.59%, глинозема от 16.3 до 22.4%. На диаграмме А.А. Предовского рассматриваемые сланцы занимают область гидрослюдистых глин и продуктов глубокого выветривания основных и ультраосновных пород. Согласно классификации А.Н. Неелова породы схожи с карбонатистыми и железистыми аргиллитами. Рассматриваемые образования являются псевдогипогидролизатами и псевдонормосиаллитами. Высокие значения ГМ (0.45–0.61), АМ (0.3–0.46), ЖМ (0.28–0.56) и ФМ (0.16–0.33) в породах данной группы также подтверждают пелитовую природу протолита метаморфитов. На диаграмме НКМ–ФМ точки составов пород попадают в область II, IV и V, из чего можно сделать вывод, что исходный состав метапелитов был хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистый.

Четвертая группа (IV) пород представлена кварц-мусковитовыми, эпидот-мусковит-хлорит-кварцевыми, углеродистыми хлорит-мусковит-кварцевыми, кальцит-биотит-хлорит-мусковит-кварцевыми, гранат-альбит-эпидот-хлорит-мусковит-кварцевыми, гранат-хлорит-мусковит-кварцевыми сланцами. Породы содержат эпидот (0–5%), мусковит (10–40%), биотит (0–10%), хлорит (0–25%), альбит (0–5%), кварц (40–60%). Мощность их – 4–6 м. В отличие от вышеописанных метапелитов III группы в этих породах содержание слюдистых и темноцветных минералов меньше и выше количество кварца. По химическому составу рассматриваемые породы имеют более высокие содержания кремнезема (58.73–65.18%) и низкие глинозема (14.99–19.62%). По диаграмме А.А. Предовского изучаемые сланцы близки к грауваккам, а по классификации А.Н. Неелова – к алевропелитовым аргиллитам и граувакковым алевролитам. Согласно классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, они являются нормосиаллитами, псевдогипосиаллитами и псевдонормосиаллитами. Значения литохимических модулей в данных сланцах составляют – ГМ – 0.33–0.48, ФМ – 0.11–0.2 и АМ – 0.25–0.33, что сближает их с глинистыми образованиями. Следовательно, четвертая группа пород представлена также метапелитами. На диаграмме НКМ–ФМ точки составов пород данной группы занимают область глин хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава. По сравнению с метапелитами III группы они имеют более низкие значения ГМ, ЖМ, ФМ, АМ и более высокие НКМ. Скорее всего, метапелиты III и IV групп являются водно-осадочными образованиями, нежели элювиальными, и отличаются лишь составом материнских пород.

Следующая группа (V) пород имеет кальцит-гранат-эпидот-хлорит-кварцевый, гранат-мусковит-хлорит-альбит-кварцевый, хлорит-эпидот-мусковит-кварцевый, эпидот-альбит-хлорит-мусковит-кварцевый состав. Мощность слоев составляет 1–9 м. Породообразующие минералы представлены: гранатом (0–2%), эпидотом (0–20%), мусковитом (10–30%), хлоритом (0–15%), альбитом (0–10%), кварцем (50–70%). От метапелитов эти сланцы отличаются пониженными содержаниями хлорита, повышенными содержаниями кварца. Содержание кремнезема в породах варьирует от 66.88 до 73.6%, глинозема – от 11.4 до 15.32%. По идентификационной диаграмме А.А. Предовского породы близки к грауваккам, по классификации А.Н. Неелова – к граувакковым и полимиктовым алевролитам. Рассматриваемые

сланцы являются гипосиаллитами, псевдомиоциаллитами, миоциаллитами. По сравнению с метапелитами литохимические модули: ГМ – 0.23–0.32, ФМ – 0.09–0.13, АМ – 0.15–0.23 имеют пониженные значения и диагностируют рассматриваемые образования как псаммиты, поэтому, возможно они являются метаморфизованными граувакковыми песчаниками и алевролитами.

VI группа пород представлена хлорит-биотит-мусковит-альбит-кварцевыми и мусковит-альбит-кварцевыми породами со сланцеватой текстурой и нередко с порфиробластовой структурой. Основными минералами в них являются альбит (20–30%), кварц (30–50%), хлорит (0–5%), мусковит (10–20%), биотит (0–5%). Мощность выходов этих пород 3–10 м. Содержание плагиоклаза здесь по сравнению с метапелитами и метапсаммитами заметно выше. По А.А. Предовскому и А.Н. Неелову точки составов пород попадают в поле пересечения полевошпатовых кварцитов и аркозов с гранитами. По высокой сумме щелочей (7.14–8.14%) и низкими значениями ФМ (0.03–0.04) и ТМ (0.01–0.02) мы можем предварительно охарактеризовать эти породы как метариолиты.

К VII группе пород относятся мусковитые кварциты, часто углеродистые, клиноцит-хлорит-кварцевые, хлорит-мусковит-кварцевые породы с содержаниями кварца (60–70%), мусковита (0–20%), хлорита (0–15%), эпидота (0–10%) с мощностью выходов 2–7 м. Эти породы плотные с заметной сланцеватой текстурой. В этих породах практически отсутствует плагиоклаз. Содержания кремнезема в породах варьирует от 71.79 до 86.64%, глинозема от 4.46 до 7.98%. По А.А. Предовскому и А.Н. Неелову точки составов располагаются в области кварцевых и аркозовых песчаников и силицитов. По значению гидролизатного модуля образования являются нормосилитом, псевдонормосилитом и суперсилитом. Низкая щелочность рассматриваемых сланцев, а также ассоциация с псевдогидролизатами, позволяют отнести их к литогенным осадкам – метаморфизованным аркозовым и кварцевым песчаникам.

VIII группа пород представлена мусковитовым кварцитом с высоким содержанием кремнезема (93.78%) и мощностью 5 м. По А.А. Предовскому порода относится к кварцитам и хемогенным осадкам, а по А.Н. Неелову к кварцевым песчаникам. По значениям литохимических модулей кварцит является гиперсилитом, а ассоциация с псевдогидролизатами позволяет его считать литогенным образованием.

Таким образом, в результате изучения первичного состава пород няровейской серии были выделены восемь групп пород, различающиеся по минеральному и химическому составу. Ортообразования представлены метабазальтами, метатуфами и метариолитами. Парародами являются метапелиты, а также метаморфизованные граувакковые песчаники и алевролиты, аркозовые и кварцевые песчаники. На диаграмме «ГМ–сумма щелочей» парароды образуют положительную корреляцию дифференциации вещества, а ортообразования – отрицательную. В целом разнообразие минерального составов метатерригенных пород даже в одной группе связано с разной степенью их метаморфического преобразования.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-35-00146 мол_а), а также Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 15-18-5-17).

Литература

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: ГИ КолФАН СССР, 1970. 115 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ КОНКРЕЦИИ ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ ГОР БУКАНТАУ

Фасхиева И.И.

*ГП «Комплексная геолого-съёмочная поисковая экспедиция»,
inna_fashieva@mail.ru*

Узбекистан достиг высокого уровня развития промышленности и является крупным металлопотребляющим регионом. Общая потребность в черных металлах постоянно возрастает, превышая 3 млн т в год. Импорт черных металлов из стран ближнего зарубежья влечет значительные транспортные расходы. Таким образом, в суверенном Узбекистане чрезвычайно остро стоит проблема создания собственной сырьевой базы для развития черной металлургии.

Однако, в последние годы еще одна отрасль промышленности – производство цемента – стала остро нуждаться в железорудном сырье в качестве добавок при изготовлении его особо прочных сортов, в связи с чем возникла необходимость поисков и вовлечения в сферу промышленного использования железных руд с более низкими, чем для металлургии, содержаниями железа с достаточно выгодными экономическими условиями их добычи.

Анализ геологической информации, полученной в результате работ предшествующих исследователей, показал, что таким условиям могут соответствовать осадочные руды железа, локализующиеся в мезо-кайнозойских толщах Приаралья и Центральных Кызылкумов, в связи с чем в период с 2000 по 2009 гг. группой сотрудников ИМР проводились НИР по оценке перспектив железозносности мезозойских отложений Центральных Кызылкумов, послужившие обоснованием для постановки поисковых работ на отдельных наиболее перспективных площадях. Этот тип оруденения характеризуется большим площадным распространением, достаточно высокими содержаниями трехоксида железа, возможностью добычи руд малозатратным открытым способом, однако, изменчивость мощностей рудоносных горизонтов, их частое выклинивание и неравномерное распределение кондиционных содержаний железа является основным препятствием для их промышленного освоения.

Кроме того, поскольку в последнем десятилетии основной упор при проведении работ на выявление и оценку железорудных объектов делался на крупные месторождения магматического, контактово-метасоматического и вулканогенно-осадочного типов для удовлетворения нужд металлургической отрасли, многочисленные мелкие рудопроявления и точки минерализации различных геолого-промышленных типов не рассматривались в качестве источников железорудного сырья для других металлопотребляющих отраслей промышленности (цементной, кирпичной, производство рудной керамики, красителей, утяжелителей буровых растворов в нефтедобывающей отрасли и пр.).

В последние годы оценкой перспектив рудоносности железорудных формаций мезозоя Центральных Кызылкумов занимались многие геологи Узбекистана. Успешное ведение поисков зависит, в первую очередь, от правильного определения возраста и стратиграфического положения слоев, содержащих полезные ископаемые. Имеющиеся лито-биостратиграфические данные свидетельствуют, что образование железистых конкреций и пластов происходило в период небольшого обмеления морского бассейна за счет поступления в него континентальных вод, обогащенных железом, и приурочено к определенным стратиграфическим уровням мелового разреза.

На территории Восточного Букантау осадочные проявления и месторождения принадлежат преимущественно к типу месторождений, образованных из коллоидных растворов. К нему относятся месторождения железа, марганца и алюминия (бокситов), формирующиеся из суспензий и коллоидных растворов в осадочных бассейнах в сходных геологических условиях. Руды этих металлов имеют важное экономическое значение. Основным источником накопления Fe, Mn, а также алюминия является континентальная кора вывет-

Таблица

Результаты сокращенного полуколичественного рентгенофлуоресцентного анализа

№ П/п	Эле- мент	P	S	Cl	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As
		НПО*	0.1%	50	10	300	200	150	3	10	50	0.5%	3	15	5	10
1	пт-50	< 0.1%	2.08%	0.18%	0.53%	5.49%	0.12%	232	0.14%	311	91.4%	401	0	112	475	0.12%
2	М-1-1	< 0.1%	4.99%	949	0.30%	2.40%	664	45	237	91	94.1%	330	0	<5	20	0.25%

ривания, которая интенсивно формируется в пределах регионов с жарким тропическим климатом.

Железородные проявления латеритных кор выветривания палеозойских осадочно-терригенных пород распространены достаточно широко в виде мелких разобщенных проявлений, в основном это предмеловые коры выветривания в отдельных участках Центральных Кызылкумов – в горах Букантау (уч. Оразалы, Карашохо), Ауминзатау (уч. Зап. Ауминзатау), Кульджуктау (Султанбиби). Строение их достаточно необычное, в коренных обнажениях наблюдается избирательное (последнее) ожелезнение песчаных пород. В некоторых участках по дайкам кислого состава (Оразалы, Карашохо, Султанбиби и др.) развивается интенсивная каолинизация. Мощность кор выветривания (по обнаженным участкам и врезам саев) от 0.2 до 1.5 м, площади развития достигают до 1.5×2–3 км, содержания трехоксида железа колеблются от 19.24 до 60.9%, составляя в среднем не менее 35%.

На примере нашей работы Восточной-Букантауской площади Западного Узбекистана были обнаружены уникальные литологические объекты – железородные объекты. При проведении геолого-съёмочных работ на площади исследования молодыми специалистами партии в меловых отложениях были впервые обнаружены линзовидные тела железородных конкреций, прослеженные геологическими маршрутами на протяжении 1.5–2 км, при мощности пластовых залежей от 0.7 до 1.5–2.0 м.

Описываемый участок расположен в северном окончании гор Окжетпес, охватывая площадь в 7 км². Литологически описываемая толща представлена комплексом ритмично переслаивающихся палеоцветных песчаников, алевролитов и мергелей. В прослоях песчаников встречаются линзовидные тела конгломератов, состоящие из плотно упакованных округлых, шаровидных, чаще уплощенных конкреций гематита, размером до 5–8 см. По результатам рентгенофлуоресцентного анализа среднее содержание железа в конкрециях составляет 91–94% (таблица).

Проведенный палеофациальный анализ показал, что образование железистых конкреций и пластов происходило в период небольшого обмеления морского бассейна за счет поступления в него континентальных вод, обогащенных железом, и приурочено к определенным стратиграфическим уровням мелового разреза.

Вблизи палеоподнятий, которыми в меловое время являлись палеозойские толщи, развиты мощные коры выветривания, в их верхних частях встречаются многочисленные линзовидные тела железистых конкреций, местами переслаивающихся с линзами марганца. Эти же конкреции часты среди разнозернистых русловых песчаников на различных уровнях мелового разреза. Разбитые в процессе транспортировки конкреции образуют прибрежно-морские горизонты, принимаемые за конгломераты. Пологое залегание конкреционных горизонтов, свойственное многим меловым разрезам района, вблизи к дневной поверхности способствует развитию своеобразных полей из мелких осколков железистых конкреций, создавая иллюзию значительного площадного их развития.

Приведенные данные позволяют полагать, что в регионе необычайно широко проявились эпигенетические процессы, способствующие локализации многих элементов, в том числе и железа, в морфологически разнообразных конкрециях. Наложённость эпигенеза на различные части мелового разреза, в зависимости от пористости и проницаемости пород и степени циркуляции в них подземных вод, привела к широкой зараженности отложений железом.

Учитывая необходимость расширения минерально-сырьевой базы железа, а также весьма низкую степень целевой изученности проявлений железоруднения этого региона, рекомендуется постановка специализированных тематических и геологоразведочных работ на изучаемой площади.

Таким образом, исходя из вышеизложенных материалов, можно сделать заключение, что в Узбекистане есть реальные возможности обеспечения металлопотребляющих отраслей промышленности собственным железорудным сырьем, в качестве клинкерных добавок при изготовлении высокосортных портландцементов, а также в качестве утяжелителей буровых растворов в нефтяной отрасли.

ВАЖНЕЙШИЕ АБИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ НА РУССКОЙ ПЛИТЕ В ПАЛЕОЦЕНЕ-ЭОЦЕНЕ

Хайртдинова Л.Р., Зорина С.О.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, svzorina@yandex.ru

На юге и юго-востоке Русской плиты (РП) широко распространена уникальная по своим морфологическим особенностям и крайне невыдержанному литологическому составу песчано-глинисто-силицитовая толща, датированная палеоценом-эоценом. Она включает мощные (до 100 м) толщи кварцевых песков и сливных кварцевых песчаников. В Поволжье они выделяются как в самостоятельную даний-танетскую сосновскую толщу, так и, наряду с опоками, глинами и диатомитами, участвуют в строении нижнесызранской, верхнесызранской, саратовской, камышинской свит палеоцена и калининской свиты эоцена [Ахметьев и др., 2014]. В междуречье Днепра и Дона широко распространена каневско-бучакская толща песков и сливных песчаников, датированная ипром-лутетом [Горбаткина, Иосифова, 2004], которая является, на наш взгляд, хроностратиграфическим и литолого-генетическим аналогом сосновской толщи Поволжья.

Каковы причины сложного строения палеогеновой толщи и почему традиционная осадочная последовательность стратонов не отражает реальный характер их взаимоотношения? Ответ на эти вопросы следует искать в генетических особенностях формирования палеоценовых фаций, и учитывать не только фактор морского осадконакопления, признаваемый всеми исследователями, но и ряд других факторов, а именно – поступление пирокластического материала в осадочный бассейн [Зорина, Афанасьева, 2015; Зорина и др., 2011] и внедрение песчаных инжективов [Zorina, Afanasieva, 2012].

Палеогеновые вулканические пеплы юго-востока РП фиксировались многими авторами [Муравьев, 1973; Муравьев и др., 1997; Коссовская, 1975; Цеховский, 2015 и др.]. «Камуфлированная» пирокластика [Коссовская, 1975] обнаружена в качестве породообразующих компонентов в даний-зеландских опоках нижнесызранской свиты [Зорина и др., 2011], лутет-бартоновских смектитсодержащих глинах киевской свиты [Зорина и др., 2012] и в аргиллитоподобных прослоях в песках среднеэоценовой бучакской свиты [Зорина, Афанасьева, 2015]. В вышеперечисленных толщах выявлен характерный диагностический признак «камуфлированной» пирокластики – парагенез аутигенных минералов: опал-кристобалит-тридимит, смектит, клиноптилолит, глауконит, в ассоциации с полурастворившимися обломками вулканических стекол, из которых они преобразовались.

По характеру распределения пирокластического материала в разрезе, в палеоэоцене можно выделить два крупных возрастных интервала активного выпадения вулканического пепла в бассейн седиментации: даний-танетский и лутет-бартоновский. Седиментологическим откликом на разгрузку пепловых туч явилось образование: в палеоэоцене – цеолитсодержащих опок и диатомитов нижнесызранской и верхнесызранской свит, в эоцене – цеолит- и бентонитсодержащих глин киевской свиты [Зорина, Афанасьева, 2015].

Источниками пирокластического материала в палеоцене-эоцене могли быть активные эксплозии вулканической дуги Малого Кавказа [Дзоценидзе, 1969], сформировавшие в Аджаро-Триалетской зоне Закавказья дацитовые и андезит-дацитовые туфы мощностью до 2000 м. Излияние вулканитов несомненно сопровождалось выбросами кислого (легкого) пепла, который переносился воздушными потоками стратосферного слоя на РП.

Пески и сливные песчаники сосновской толщи палеоцена Ульяновского Поволжья отличаются крайне неравномерной мощностью и однородным кварцевым составом. Они не несут признаков гравитационной дифференциации частиц; по разрезу и по простиранию часто переходят в песчаники кварцевые, сливные, с «очковой» текстурой, с опаловым и халцедоновым цементом и гиганто-раковистой поверхностью скола.

Опираясь на существующие в настоящее время представления о морском осадочном происхождении данных песков, нельзя объяснить, как должен был эволюционировать палеогеновый морской бассейн, чтобы сформировалась неравномерно переслаивающаяся осадочная песчано-опоковая толща, в которой чистые кварцевые пески (мощностью до 60 и более м) пространственно замещают сливные песчаники и опоки такой же мощности.

Нами был обоснован наиболее вероятный механизм формирования песчаных толщ – внедрение песчаных интрузий [Zorina, Afanasieva, 2012]. Причем, если на юге РП разгрузка инжектитов происходила на дне морского бассейна, о чем свидетельствуют находки в песках ископаемой фауны, то в Поволжье излияние песчаных масс могло захватывать и сушу, т.к. имеются данные о находках листовой флоры в эоценовых песчаниках [Цеховский, 2015].

Источником для формирования инжектитов является несцементированный песчаный материал слоя-источника, залегающего на значительной глубине. Такими источниками послужили, возможно, глауконит-кварцевые пески аптского, альбского и сеноманского возраста на юге РП, а на востоке – батского и сеноманского возраста [Zorina, Afanasieva, 2012]. Примечательно, что пески бучакской свиты эоцена, а также аптские, альбские и сеноманские песчаные толщи РП являются промежуточными коллекторами алмаза и имеют сходный состав тяжелой фракции [Черешинский, 2015].

«Спусковым механизмом» для выдавливания песчаных масс послужило образование субвертикальных трещин в карбонатно-глинистой юрско-меловой толще, по-видимому, вследствие активизации в палеоцене-эоцене Пачелмского и Днепрово-Донецкого авлакогенов [Кузнецов, 2000]. Известно, что ларамийская эпоха тектогенеза, приходящаяся на конец мела–начало эоцена, характеризуется глобальным режимом растяжения земной коры [Цеховский, 2015]. Очевидно, что этот процесс затронул и Восточно-Европейскую платформу. Ярким примером такой активизации является излияние базальтовых лав, датированных возрастом 74 млн лет (кампан), на юго-восточном крыле Воронежской антеклизы, примыкающем к Днепрово-Донецкому авлакогену [Цеховский, 2015].

Таким образом, тектоническая активизация крупных структурных элементов РП и интенсивная эксплозивная деятельность вулканической дуги Малого Кавказа – это важнейшие абиотические события, повлиявшие на архитектуру палеоцен-эоценового седиментационного комплекса РП. Морской бассейн был лишь аккомодационным пространством, в котором происходила разгрузка пирокластического материала и его трансформация в более стабильные минеральные компоненты. Песчаные инжектиты формировались вне зависимости от наличия или отсутствия морского бассейна: они внедрялись во вмещающие толщи и изливались на поверхность суши и морского дна.

Исследования выполнены в рамках государственной программы повышения конкурентоспособности Казанского (Приволжского) федерального университета среди ведущих мировых научно-образовательных центров.

Литература

Ахметьев М.А., Шик С.М., Алексеев А.С. Унифицированная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона. Объяснительная записка. М.: ВНИГНИ, 2014. 96 с.

Горбаткина Т.Е., Иосифова Ю.И. Новые стратиграфические подразделения палеогена Воронежской антеклизы – воробьевская и пасековская свиты // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2004. № 2. С. 28–44.

Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании пород и руд. М.: Недра, 1969. 344 с.

Зорина С.О., Афанасьева Н.И., Гревцев В.А. Литохимические и генетические особенности опок Каменнаяржского месторождения (Астраханская область) // Отечественная геология. 2011. № 4. С. 70–76.

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

Зорина С.О., Афанасьева Н.И., Гревцев В.А., Наумкина Н.И., Михайлов А.А. Сметтитсодержащие глины киевской свиты среднего эоцена Русской плиты и их генезис // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 2. С. 146–155.

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

Кузнецов В.Г. Некоторые особенности развития Прикаспийской впадины // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М.: Наука, 2000. С. 81–90.

Муравьев В.И. О генезисе опок // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 4. С. 94–106.

Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Ахлестина Е.Ф., Бабушкин Д.А., Каледа К.Г. Вулканические пеплы базальтового состава из палеоценовых отложений южного Поволжья // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 3. С. 327–330.

Цеховский Ю.Г. Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенеппленезации континентов. Сообщение 1. Центральная и восточная Евразия // Литосфера. 2015. № 1. С. 5–23.

Черешинский А.В. Мелкие алмазы Воронежской антеклизы: распространение, особенности, происхождение // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2015. № 3. С. 83–89.

Zorina S.O., Afanasyeva N.I. The sand injectites in the Russian Platform's Paleogene sediments // Stratigraphy and Sedimentology of Oil-Gas Basins. 2012. V. 2. P. 35–48.

ОТЛОЖЕНИЯ АЛЕКСИНСКОГО ГОРИЗОНТА В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ПЕЧОРЫ (ВИЗЕЙСКИЙ ЯРУС, НИЖНИЙ КАРБОН, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Шадрин А.Н.

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, anshadrin@geo.komisc.ru

Отложения визейской платамовой известняковой формации, представленные темно-серыми и серыми биокластовыми известняками с многочисленной фауной, наблюдаются на территории всей Елецкой структурно-формационной зоны. Во временном отношении данная формация охватывает в основном породы окского возраста [Елисеев, 1978]. На р. Верхняя Печора в строении платамовой формации можно выделить три стратиграфических уровня – тульский, нижеалексинский и вышеалексинско-михайловский, отличающиеся не только по составу отложений (глинисто-кремнисто-карбонатному, кремнисто-карбонатному и карбонатному), но и по характеру напластования. Отложения тульского горизонта, являясь переходными от подстилающих терригенных нижевизейских отложений (фалаховая формация [Елисеев, 1978]) к карбонатным, в основной своей массе сложены темно-серыми битуминозными тонкоплитчатыми и тонкослоистыми глинистыми известняками с кремнями и, локально, депрессионными тонкоплитчатыми глинисто-кремнистыми известняками (кушковатка). Нижняя часть алексинского горизонта представлена битуминозными слоистыми и массивными полибиокластовыми, часто микросгустковыми известняками с линзами и желваками почти черного кремня, а вышеалексинско-михайловский – серыми и светло-серыми биокластовыми толстоплитчатыми известняками, часто с крупной кривой слоистостью и слоями известняковых конгломератов [Антошкина и др., 2011].

Можно заметить, что алексинское время является ключевым в истории геологического развития открытого карбонатного шельфа на территории бассейна Верхней Печоры. Именно на этом этапе происходит становление условий осадконакопления, характерных для классической платамовой формации. Это делает актуальным установление детальных литологических характеристик пород данного стратиграфического диапазона.

В бассейне Верхней Печоры отложения алексинского возраста наблюдаются в ряде обнажений на р. М. Печора и на ее притоках (рр. Унья, Утлан, Б. Шайтановка, Пихтовка, Мельничная, Гаревка, Б. Шежим) [Варсанофьева, 1965, 1970; Калашников, 1970] (Проскурин и др., 1964ф).

На р. Унья отложения алексинского возраста [Калашников, 1970] изучались в обнажениях 84, 64, 53, 33, 11 (номера по В.А. Варсанофьевой). Породы представлены биокластовыми известняками, часто в разной степени доломитизированными и, реже, их глинистыми разностями (более характерно для нижней части разреза в западных выходах), с большим количеством остатков кораллов, криноидей и брахиопод. Реже отмечаются гастроподы и мшанки. В глинистых разностях присутствуют ходы роющих организмов. Иногда отмечается горизонтальная слоистость, обусловленная количеством и взаиморасположением биокластового материала. Породы имеют темно-серый цвет в нижней части разреза и серый – в верхней. Для отложений нижней части разреза характерен запах битума. Видимая мощность отложений горизонта достигает 80 м.

На основании макро- и микроскопического изучения были выделены следующие литотипы пород: доломиты (мелко-, крупно-, разнокристаллические) и известняки несортированные полибиокластовые (в т.ч. и доломитизированные), водорослево-биокластовые, биокластовые с хорошо окатанными обломками. Наиболее распространенными являются несортированные полибиокластовые известняки, составляющие основную часть разреза алексинских отложений в бассейне р. Унья. Водорослево-биокластовые известняки слагают пачку (6 м) основания алексинского горизонта в самом восточном выходе (обн. 84) рассматриваемых пород в бассейне р. Унья. Основная масса органических остатков представлена фрагментами водорослей *Donezella* и *Fasciella*. Биокластовые известняки с хорошо окатанными обломками (прослой до 2 м мощностью) с тонкой горизонтальной слоистостью отмечены в верхней половине разреза горизонта в обн. 11 и 64. Органогенный материал представлен окатанными фораминиферами (преобладают), члениками криноидей, фрагментами раковин брахиопод, редко – кальцисферами. Для нижней части разреза мощностью до 15 м в западных выходах отложений характерно наличие доломитов (мелко-, крупно-, разнокристаллических) и доломитизированных известняков. Цвет пород темно-серый и серый. Границы с подстилающими и перекрывающими отложениями обычно резкие, иногда с отдельностью. В доломитах часто можно наблюдать неизменные створки брахиопод, членики криноидей, кораллы (*Rugosa*, *Tabulata*). Микроскопически породы сложены гипидиоморфными кристаллами доломита. Мелкие органические остатки сохранены лишь при не полной доломитизации. В противном случае наблюдаются только теневая структура биокластового известняка. По всей видимости, рассмотренные доломиты являются вторичными образованиями. Доломитизированные известняки представляют собой переход от доломитов к несортированным биокластовым известнякам. Кремнистые образования, по всей видимости, позднедиагенетические, распространены в приподошвенной части разреза и представлены желваками и псевдоморфозами по органическим остаткам. Желваки кремней размерами от первых сантиметров до 15–20 см имеют округлую форму. Цвет всех кремней темно-серый и почти черный, чуть более темный, чем у вмещающих известняков. Часто наблюдаются реликты замещенных известняков. Граница кремневых образований с вмещающими породами макроскопически – резкая, микроскопически наблюдается постепенный переход одного в другое, хотя ширина его может варьировать от 0.2 мм до 1–2 мм. Количество кремневых образований составляет 10–15%. В нижней части разреза во всех типах пород часто наблюдается биокоррозия крупных органических остатков.

На р. Утлан (левый приток р. Печора) отложения алексинского горизонта остановлены в обн. 11а и 10 [Варсановьева, 1970]. По нашим данным, породы представлены темно-серыми и серыми биокластовыми известняками, в разной степени доломитизированными, с кремнями и большим количеством разнообразной макрофауны. Разрез не полный, с очень большими не обнаженными участками. Видимая мощность составляет 12 м. По макро- и микроскопическим признакам данные породы имеют сходное строение аналогичными карбонатами в обн. 11 р. Унья.

Несколько отличный разрез отложений алексинского горизонта наблюдается на р. М. Шайтановка. По данным В.А. Черных [1976], здесь на дневную поверхность выходят черные и темно-серые битуминозные преимущественно фораминиферо-биокластовые и мелкофораминиферовые известняки, реже наблюдаются шламовые, полибиокластовые и брахиоподово-биокластовые разности. В средней части разреза присутствуют единичные прослои известняков с окатанным детритовым материалом, банковидные скопления брахиопод и редкие прослои черного кремня. Мощность толщи составляет 110 м.

Аналогичные известняки алексинского возраста наблюдаются и в верхнем течении р. Б. Шайтановка (Проскурин и др., 1964ф). Мощность отложений составляет 140–150 м.

На р. Б. Шежим (правый приток р. Печора) отложения алексинского горизонта в обн. 3 [Варсановьева, 1965] представлены серыми и светло-серыми биокластовыми известняками с редкими брахиоподовыми и криноидными прослоями. Микроскопические исследования показывают, что среди них различаются полибиокластовые (преобладают), фораминиферовые известняки с фрагментами багряных водорослей. Во всех случаях наблюдается большое количество мелких комков и сгустков пелитоморфного кальцита. Органогенные компоненты пород часто частично подвержены грануляции. На крупных фрагментах органических остатков часто наблюдаются цианобактериальные корочки. Разрез не полный, с большими не обнаженными участками. Видимая мощность составляет около 15 м.

На самой р. Печора наиболее представительный разрез отложений алексинского горизонта наблюдается на левом берегу в 0.5 км выше р. Б. Шежим (обн. 76, [Варсановьева, 1965]). Здесь наблюдается серые биокластовые известняки, местами пятнистые. В верхней части видимого разреза наблюдается большое количество фрагментов кораллов и брахиопод. В единичных случаях присутствуют остатки криноидей, гастропод. Макрофауна обычно распространена не повсеместно, а образует скопления по отдельным линзам, участкам различных размеров (до первых м). Местами наблюдается неявная горизонтальная слоистость, обусловленная взаиморасположением детритового материала, а в самом основании видимой части разреза присутствует поверхность размыва. Микроскопическое изучение пород позволило установить, что преобладающими являются полибиокластовые известняки. Меньшей распространенностью водорослево-биокластовые разности. Породы часто перекристаллизованы, органические остатки частично подвержены грануляции и повсеместно наблюдается большое количество мелких комков и сгустков пелитоморфного кальцита. Местами на крупном органическом детрите наблюдаются цианобактериальные обрастания.

Данные породы перекрываются мощной пачкой органогенно-обломочных песчаников со смешанной алексинско-михайловской фауной. Что свидетельствует, скорее всего, о размыве верхней части разреза отложений алексинского возраста. Разрез не полный, и видимая мощность составляет около 21 м.

Анализ имеющихся данных показал, что на территории бассейна Верхней Печоры в алексинское время существовал мелководный морской водоем со свободной циркуляцией вод. На это указывает наличие в составе пород разнообразной донной фауны, следы ее переработки сверлильщиками, а также обилие водорослей. Глубина моря в течение рассматриваемого времени постепенно уменьшалась, что отразилось в уменьшении доли глинистого материала и установлении карбонатного осадконакопления, в распределении кремневых образований (большое их количество наблюдается лишь в нижней части разреза), в увеличении гидродинамики среды (появление в верхней части горизонта тонкослоистых известняков с окатанным биокластовым материалом).

Одновременно с этим произошло выравнивание дна морского бассейна. Так, если в начале алексинского времени с запада на восток наблюдается различие фациальных обстановок (на западе района накапливались высокомагнезиальные и доломитовые породы, полностью отсутствующие на востоке района), то к концу данного временного отрезка условия осадконакопления по всей рассмотренной территории стали более однообразными.

Несколько иными были условия в районе рек Б. и М. Шайтановки. По всей видимости, здесь осадконакопление в течение всего алексинского времени происходило в понижении на открытом шельфе (сублитораль, неритовая область) при большей глубине, чем указанные выше разрезы. Лишь в середине алексинского времени было некоторое кратковременное уменьшение глубины морского бассейна с появлением в разрезе среди темно-серых и черных битуминозных известняков известняковых песчаников и банок брахиопод.

Исследования проведены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 15-18-5-47).

Литература

Антошкина А.И., Салдин В.А., Сандула А.Н. и др. Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной континентальной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 200 с.

Варсановьева В.А. О некоторых вопросах стратиграфии и литологии каменноугольных отложений западного склона Северного Урала // Геология северо-востока Русской платформы и Приполярного Урала. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1962. С. 11–26.

Варсановьева В.А. К характеристике визейских отложений бассейна Малой Печоры // Геология северо-востока Русской платформы и Приполярного Урала. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1965. С. 3–20.

Варсановьева В.А. К характеристике визейских отложений бассейна Малой Печоры // Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1970. С. 3–24.

Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 203 с.

Калашиников Н.В. Нижнекаменноугольные отложения бассейна реки Уньи // Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1970. С. 25–40.

Черных В.А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 1976, 304 с.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ МИГРАЦИОННЫХ ПОТОКОВ АГРЕССИВНЫХ ФЛЮИДОВ В ПОРОДАХ НИЖНЕМЕЛОВОГО КОМПЛЕКСА УСТЬ-ТЫМСКОЙ ВПАДИНЫ

Шенбергер Н.А.

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики
и минерального сырья, shen333@mail.ru*

Работа направлена на изучение вторичных изменений пород изолированных свит нижнемелового комплекса (покурская, киялинская, тарская свиты северной части Томской области), связанных с дизъюнктивно – пликативными нарушениями в результате тектонических подвижек. Изучаемая площадь находится в пределах сочленения Пыль-Караминского мегантиклинория позднегерцинской складчатости и Усть-Тымской впадины [Конторович, 2002].

Усть-Тымская впадина в раннем триасе была подвержена континентальному рифтогенезу сопровождавшемуся интенсивной магматической и тектонической деятельностью в районах заложения грабен-рифтов с формированием эффузивно-теригенного комплекса отложений на обширных территориях [Сурков, Жеро, 1981].

В структурном выражении площадь представляет собой сложнопостроенную антиклинальную складку с многочисленными тектоническими нарушениями разной протяженности и нелинейной направленности от основной части, которой, в юго-западном направлении отходит крупный отрог, осложненный двумя поднятиями, разобщенными глубоко врезающимся заливом.

Отложения меловой системы по мощности осадков составляют главную часть платформенного чехла. Они согласно залегают на толще юрской системы и охарактеризованы морскими и континентальными фациями.

Меловая система представлена нижним и верхним отделами включающими куломзинскую, тарскую, киялинскую, покурскую, кузнецовскую, ипатовскую, славгородскую и ганькинскую свиты.

Воды имеют состав от гидрокарбонатно-кальциевого до хлоридно-кальциевого с минерализацией от 4 г/л в кровле до 16 г/л в подошве комплекса (покурская свита) и хлор-кальциевые, с минерализацией 18.8–20.5 г/л (киялинская, тарская и куломзинская свиты).

Рассматриваемые вторичные изменения являются следствием эпигенетических процессов и обусловлены наложенными изменениями за счет химических преобразований среды, в результате поступления внешних пластовых флюидов [Лебедев, 1992; Мельник, 2014].

Исходными данными для изучения являлись материалы геофизических исследований по 7 разведочным и 3 поисковым скважинам, комплексом каротажа, в которых были охвачены отложения мела, материалы сейсморазведки, а также геологические материалы по тектоническим, литолого-стратиграфическим и гидрогеологическим особенностям рассматриваемого района, структурные карты, карты мощностей глинистых горизонтов (кошайской пачки и кузнецовской свиты) и отражающих горизонтов III и IV.

Проведена стандартная и нетрадиционная обработка каротажа ПС, КСЗ, ГК, НГК скважин, по результатам которых произведен расчет количественных показателей интенсивностей вторичных изменений (карбонатизации и каолинизации) как отдельно по песчаным пластам, так и по всему разрезу скважин.

На основе полученных данных построены карты показателей интенсивности карбонатизации и каолинизации, произведен расчет их трансформаций (градиент, лапласиан) по результатам комплексного изучения которых выделены зоны повышенной трещиноватости и дан прогноз миграционных потоков флюидов.

Исследования показали, что интенсивность миграции флюидов в тарской свите обусловлено двумя причинами. В первом случае движение флюидов связано с трещинами отрыва и скола, где наблюдается сильная интенсивность вторичных процессов. Таких как карбонатизация в южной части разреза исследуемого района, связанная с высоким рН. Во втором случае, в направлении с юго-востока на север-запад, наблюдается каолинизация частично совмещенная с G, что указывает на спокойное в тектоническом плане латеральное течение флюидов.

Двигаясь вертикально по разрезу, кислые флюиды заполняют коллектора киялинской свиты. Такое движение, как правило связано с региональным глубинным разломом, осложненным более мелкими. В этой зоне тектонически-разуплотненных пород накладываются вторичные геохимические процессы, обусловленные увеличением (каолинизации) и уменьшением (карбонатизации) фильтрации емкостных свойств коллектора. При изучении характера осадконакопления и их распределение по площади вышеуказанной свиты, наблюдается, что на возвышенности наиболее интенсивно проявилась каолинизация, а карбонатизация распространилась по южному склону, что позволяет предположить о прорывании щелочных флюидов по близлежащему разлому и трещинам вверх по разрезу.

Характернее всего, движение «разносоставных» флюидов по разломам проявилось в покурской свите, где кислые флюиды распространились к северной части разреза, причем немаловажную роль в интенсивности наложенного эпигенеза (каолинизация) сыграло увеличение градиента, что повлекло к новообразованным трещинам и более обширной миграции кислых флюидов. А щелочные флюиды распространились вертикально на юго-запад по разлому и горизонтально, где трещины отрыва минимальны, согласно корреляции вторичной карбонитизации с G ($k = +0.87$).

Из вышеизложенного следует, что сильнее всего интенсивность наложенных эпигенетических процессов, проявилась в тарской и покурской свитах. В покурской свите высокая интенсивность обусловлена тем что, все глубинные дизъюнктивно-тектонические процессы сформировавшиеся ранее, затухают. Для верхнего же отдела, рассматриваемой свиты, вероятно оказывает влияние глинистый горизонт кузнецовской свиты, замедляющий флюидомиграцию и тем самым увеличивает интенсивность вторичных процессов. Нечто подобное происходит и в тарской свите, она заключена между двумя пачками глин (выделенными по ГИС), мощность локальной покрывки составляет в среднем 20 м, а подстилающая толща в среднем 7 м, что в свою очередь так же замедляет миграцию флюидов. Менее интенсивно преобразование пород в киялинской свите, что стало следствием высокой скорости миграции. Анализ и сопоставление полученных данных, позволяет предположить наличие параллельной миграции агрессивных растворов по двум глубинным разломам, реактивизированных в постюрское время.

В целом проделанной работой показана возможность использования результатов статистического анализа сведений о распределении интенсивности процессов карбонатизации и каолинизации выраженных в геофизических характеристиках, как по пластам, так и по разрезу скважины в целях территориального научного прогноза миграционных потоков агрессивных флюидов.

Литература

Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. Новосибирск: Издательство СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. 253 с.

Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.

Мельник И.А. Вычисление интенсивности вторичных геохимических процессов в песчаных пластах по материалам геофизических исследований скважин // Каротажник. 2014. № 1. С. 52–66.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

ФАЦИАЛЬНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ВЕРХНЕОРДОВИКСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ р. Б. КОСЬЮ (БАССЕЙН р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Шмелёва Л.А.

*Институт геологии Коми научного центра УрО РАН,
lyubov.shmeleva@inbox.ru*

В бассейне р. Илыч на Северном Урале карбонатные отложения верхнего ордовика развиты на р. Илыч, между устьями ручьев Заколаель и Родаель и по самим ручьям, на р. Б. Косью (правый приток р. Илыч в меридиональном течение), а также в скальных выходах Татарский Вичко и Амбар-Кырта. В большинстве этих разрезов верхний ордовик

представлен глинистыми рассланцеванными карбонатными алевролитами и песчаниками или вторичными доломитами. Единственным разрезом, сложенным известняками, является разрез на р. Б. Косью.

Карбонатные отложения ордовика в бассейне р. Илыч были обнаружены еще в XIX в. при маршрутных исследованиях реки Кейзерлингом (1843 г.) и Р.И. Мурчисоном (1846–1848 гг.), однако из-за удаленности и отсутствия удобных путей сообщения они долгое время оставались слабо изученными в геологическом отношении. В 1976 г. в результате проведенных геолого-съёмочных работ (Дембовский и др., 1992ф) разрез на р. Б. Косью был отнесен к щугорской свите среднего-верхнего ордовика (по схеме К.А. Львова [1957]). Известняковая рифогенная толща была отнесена к верхнему ордовика [Першина и др., 1971] на основании определения трилобитовой фауны Н.Н. Иорданским [1928]. Б.Я. Дембовский с соавторами (1992ф) для расчленения этих толщ использовали схему из работы [Антошкина и др., 1989]. Позднее, в этой толще, охватывающей среднюю часть ашгиллского яруса, выделялась нижняя рифовая часть (риф Большая Косью), рассматриваемая как аналог верхней части малотавротинской свиты и перекрывающая ее яптикшорская свита открытоморских фаций [Антошкина, 1994]. Строение и состав каркасных биогермостроителей рифовых сооружений нижнего палеозоя в разрезах бассейна р. Илыч и, в частности, р. Б. Косью были учтены при анализе общего распространения верхнеордовикских рифов на Северном, Приполярном и Полярном Урале [Антошкина, 1992, 1994, 2003, 2011]. В 2014–2015 гг. на разрезах верхнего ордовика р. Илыч и ее притоках проводились детальные литолого-фациальные и палеоэкологические исследования [Шмелёва, 2014а, 2014б, 2015].

На р. Б. Косью карбонатные отложения верхнего ордовика общей мощностью 216.5 м обнажаются на участке ее субширотного течения, где на протяжении 1.5–2 км скальные выходы высотой до 15–20 м образуют каньон. В разрезе отчетливо выделяются три литологически разные толщи с различным распространением органических остатков, которые рассматриваются как *рифовый массив Большая Косью* (массивные светло-серые биогермные, биокластовые и литокластовые рифовые известняки мощностью 144.6 м, залегающие с тектоническим контактом на среднеордовикских шамозитовых известняках в 300 м ниже порога), *яптикшорская свита* (органогенно-обломочные нередко брекчированные известняки и доломиты общей мощностью 46.15 м, которые по своему стратиграфическому положению и фациальной смене с подстилающими и перекрывающими отложениями близки к яптикшорской свите Приполярного Урала) и *верхнеручейная свита* (предположительно хирнантского яруса, сложенная слоистыми известняками мощностью 25.75 м, вскрывающимися в 150 м выше по течению от левого безымянного притока р. Б. Косью). Хирнантский возраст верхнеручейной свиты принимается условно, по постепенному уменьшению здесь таксономического разнообразия конодонтовой фауны, характерного для нижележащих отложений яптикшорской свиты.

Рифовый массив Большая Косью, слагающий нижнюю часть разреза, представляет собой разнофациальную рифовую структуру, в которой ранее были выделены фации рифового плато, фации внутририфовых лагун и образования фронтальной зоны [Шмелёва, 2014а]. В разрезе рифа прослежены все стадии (от пионерных до зрелых) экологической сукцессии рифовой экосистемы [Антошкина, 2003; Шмелёва, 2015]. На Приполярном Урале в это же время формировался риф Бадья, характеризующий верхнемалотавротинскую подсвиту.

Риф перекрывается плитчатыми био-литокластовыми известняками яптикшорской свиты. Граница характеризуется постепенной сменой массивных и слоистых известняков. Присутствие в этих известняках биокластового материала, формирующего градационную слоистость, свидетельствует о смене отмельных условий обстановками более глубоководными склоновыми с периодическим поступлением потоков с органогенным и рифовым детритом. Затем вследствие регрессии, перекрывающие рифовое тело отложения и сам риф были выведены в зону эрозии и подверглись частичному разрушению, о чем свидетельствует накопление толщи грубообломочных известковых брекчий, в составе которых присутствуют крупные обломки рифовых пород. Верхняя часть яптикшорской свиты накаплива-

лась в условиях сублиторали рампы вследствие последовавшей трансгрессии, что отразилось в формировании тонкоплитчатых серых крупнобиокластовых известняков с градиационной слоистостью и темно-серых комковатых био-литокластовых известняков. Стратотип яптикшорской свиты на Приполярном Урале, напротив, характеризуется довольно устойчивой тенденцией накопления открытоморских илово-биокластовых осадков сублиторали. Этот факт отражает разнообразие обстановок в условиях шельфовой окраины, вероятнее всего обусловленное разной тектонической позицией поперечных блоковых структур, характеризующих строение западного склона севера Урала.

Яптикшорская свита верхнего катия перекрывается темно-серыми пелитоморфными и био-литокластовыми известняками верхнеручейной свиты хирнантского яруса, в основании которой установлены многочисленные эрозионные поверхности с обилием обломочного материала. Подобная характеристика основания хирнантского яруса отражает резкое обмеление и отвечает началу раннехирнантской регрессии, подобно разрезу бадьяшорской свиты нижнего хирнанта на Приполярном Урале [Антошкина, 2012]. Завершает разрез верхнеручейной свиты мощная толща (19,4 м) органогенных песчаников с градиационной слоистостью, что свидетельствует о том, что на данной территории в раннем хирнанте стали преобладать условия отмели с подвижной гидродинамикой, а, следовательно – проявление трансгрессивной фазы.

Таким образом, детальное изучение разреза верхнего ордовика на р. Б. Косью показало, что он представлен разнообразными в фациальном отношении отложениями, отражающими эволюцию окраины карбонатной платформы: от рифовой отмели на окраине шельфа к сублиторали средней части рампы и до отмели в верхней части континентального склона.

Литература

Антошкина А.И. Литолого-палеогеографические особенности позднеордовикских рифов Печорского Урала // Литология и геохимия осадочных формаций Северо-Востока европейской части России. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1992. С. 20–33.

Антошкина А.И. Отражение хирнантской фазы Гондванского оледенения в отложениях Приполярного Урала // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. С. 18–20.

Антошкина А.И. Раннепалеозойское рифообразование на севере Урала как пример его взаимосвязи с гео-биосферными изменениями // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2011. С. 116–141.

Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.

Антошкина А.И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 1994. 154 с.

Антошкина А.И., Афанасьев А.К., Безносова Т.М. Новая стратиграфическая схема верхнего ордовика и силура севера Урала (Елецкая зона). Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО АН СССР, 1989. 16 с.

Иорданский Н.Н. Новые данные по распространению нижнего силура в бассейне Верхней Печоры // Изв. Асс. НИИ при физ-мат. фак. 1-го МГУ, 1928. Т. 1. Вып. 1–2. С. 74–96.

Львов К.А. О древних отложениях Урала, их стратиграфии и возрасте // Сов. геология. Сб. 55. 1957.

Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С. и др. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 1971. 130 с.

Шмелёва Л.А. Палеоландшафтная реконструкция верхнеордовикского рифа р. Б. Косью (р. Илыч, Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2014а. С. 146–149.

Шмелёва Л.А. Фациальное разнообразие верхнеордовикских карбонатных отложений в бассейне р. Илыч (Северный Урал): проблемы и задачи // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014б. С. 270–271.

Шмелёва Л.А. Сообщества позднекатийского рифа Большая Косью (бассейн р. Илыч, Северный Урал) // Геология рифов. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2015. С. 160–162.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ Ю₁ И Ю₂ НАДЫМ-ПУРСКОЙ И СРЕДНЕОБСКОЙ НГО (ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ НГБ)

Штырляева А.А.

*Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
Shtirlyeva_aa@mail.ru*

Надым-Пурская нефтегазоносная область располагается в северо-восточной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, занимая пространство вдоль широтных течений рек Надым и Пур. Юрские продуктивные горизонты в пределах указанной НГО относятся к категории перспективных объектов для разработки нефтяных и газовых залежей. Данные пласты отличаются многоуровневым строением и неоднородным распределением фильтрационно-емкостных свойств, образуя сложные литологические экранированные ловушки. Изучение и поиски перспективных залежей сейсмическими методами вызывают существенные затруднения вследствие большой глубины залегания и наличия мощной региональной глинистой покрывки в виде баженовской свиты [Конторович и др., 1994].

На юго-западе Надым-Пурская НГО граничит со Среднеобской нефтегазоносной областью, которая в настоящее время является наиболее детально изученным объектом нефтегазового районирования в Западной Сибири. Юрские пласты на данной территории успешно разрабатываются в ряде месторождений и, как следствие, характеризуются высокой степенью разбуренности. Большое количество кернового и геофизического материала позволяет с высокой долей уверенности выделять литолого-генетические типы слоев в пределах юрских отложений и проводить изохронные уровни на основе выявления трансгрессивно-регрессивных циклитов. [Карогодин, 1980; Шишлов, 2010].

Таким образом, палеогеографические построения, выполненные по данным описания керна и интерпретации геофизических исследований скважин месторождений Среднеобской НГО, могут послужить основой для реконструкций условий формирования юрских пластов Надым-Пурской НГО путем проведения дальних региональных корреляций по изохронным уровням трансгрессивно-регрессивных циклитов.

Фактический материал представляет собой послонные описания керна и интерпретации геофизических исследований скважин Вать-Еганского и Повховского месторождений Среднеобской НГО и Еты-Пуровского месторождения Надым-Пурской НГО.

Еты-Пуровское месторождение расположено в пределах Верхнеюрского вала в южной части Надым-Тазовской синеклизы [Конторович и др., 1994]. Согласно проведенным ранее палеогеографическим реконструкциям [Штырляева, 2015] формирование пласта Ю₂ на территории данного месторождения происходило в условиях внутридельтовой равнины, отгороженной песчаными барьерными островами в течение 10 трансгрессивно-регрессивных циклов. Верхняя часть пласта Ю₂ образовалась при участии выдвигавшейся в залив дельтовой лопасти, которая, вероятно, образовалась в результате прорыва бокового русла. Пласт Ю₁ сформирован в ходе выдвижения дельтовой платформы с северо-востока в условиях открытого побережья в течение 7 трансгрессивно-регрессивных циклов. Накопление осадков происходило под преобладающим влиянием флювиальных процессов. Следует отметить, что выдвижение дельтовых лопастей может приводить к ошибкам при выделении и подсчете трансгрессивно-регрессивных циклитов и, как следствие, неоднозначному выделению изохронных уровней. Для устранения этих погрешностей необходимо проведение сравнительного анализа и корреляции разрезов данной территории с разрезами областей, где следы деятельности флювиальных процессов отсутствуют. То есть корреляция разрезов скважин Еты-Пуровского месторождения с разрезами скважин Вать-Еганского и Повховского месторождения может позволить выделить так называемые «циклы дельты» [Обстановки..., 1990] и уточнить созданную ранее схему [Штырляева, 2015].

Вать-Еганское и Повховское месторождения расположены в пределах Ярсомского мегапрогиба Нижневартовского свода. Вать-Еганское месторождение приурочено к одноименному поднятию. Повховское месторождение приурочено к району сложного строения, включающему положительные структуры второго порядка – Больше-Котухтинское и Айкаганское поднятия с зонами перехода между ними [Конторович и др., 1994].

При описании керна Еты-Пуровского месторождения были выделены типы слоев (535 м по 20 скажинам), соответствующие обстановкам дельтовых устьевых баров, образующих дельтовые лопасти, поясов подводных валов и баров, лагун и зон глубоководного и мелководного шельфа. При описании керна Вать-Еганского и Повховского месторождений (343 м по 15 скважинам) была произведена аналогичная типизация слоев, соответствующих тем же обстановкам накопления за исключением устьевых баров.

Анализ слоевых последовательностей в пределах изучаемых разрезов позволил сделать вывод о том, что на территории Вать-Еганского и Повховского формирования пластов Ю₁ и Ю₂ происходило в условиях изолированного побережья. Вытянутые баровые тела способствовали образованию лагун, где накапливались углефицированные пелитовые осадки и алтерниты. За баровыми образованиями располагалась открытая шельфовая зона, где по мере увеличения глубины бассейна отчетливые чередования песчаников и алевролитов переходной зоны сменялись аргиллитами глубоководного шельфа. Таким образом, стало возможным построить модель побережья.

Анализ слоевых последовательностей показал, что формирование пласта Ю₁ на изучаемой территории происходило в ходе 4 трансгрессивно-регрессивных циклов колебания уровня моря. В составе пласта Ю₂, в свою очередь, выделено 8 циклитов. Глинистая толща, разделяющая пласты содержит два регрессивных максимума. Таким образом, формирование продуктивных пластов Ю₁ и Ю₂ на территории Вать-Еганского и Повховского месторождений происходило в ходе 14 трансгрессивно-регрессивных циклов. Условно приняв подошву баженовской свиты за поверхность ненакопления, разрезы были скоррелированы по соответствующим максимумам регрессии. С учетом принятой модели были построены литологические профили. По каждому из регрессивных максимумов были построены палеогеографические схемы, отражающие этапы формирования изучаемых пластов.

Выполненные палеогеографические реконструкции показывают, что накопление пластов Ю₁ и Ю₂ на территории Вать-Еганского и Еты-Пуровского месторождений происходило в условиях изолированного побережья. Береговая линия простиралась с юго-запада на северо-восток. В юго-восточной части располагались лагунные обстановки, отделенные от основной части бассейна вытянутыми вдоль береговой линии баровыми телами. Баровые тела имели сложное строение, определяемое, вероятно, характером вдольбереговых течений и интенсивностью поступающего материала.

При сопоставлении полученных схем корреляции и разрезов с разрезами скважин Еты-Пуровского месторождения, можно утверждать, что в составе пласта Ю₁ за счет проградации дельты присутствуют три дополнительных максимума регрессии («цикла дельты»). В составе глинистой покрывки, разделяющей пласты Ю₁ и Ю₂ повсеместно присутствуют два регрессивных максимума, которые выделены по данным интерпретации кривых ГИС. В составе пласта Ю₁ по имеющимся данным удалось проследить и сопоставить 8 трансгрессивно-регрессивных циклов. Построение региональных палеогеографических схем производилось по выделенным регрессивным максимумам.

Согласно выполненным построениям, береговая линия имеет дугообразную форму, простираясь с юго-запада на северо-восток. В центральной части наблюдается значительное увеличение глубины бассейна, образующее изгиб, отклоняющий береговую линию к югу. Псаммитовый материал аккумулируется вдоль береговой линии, образуя ветвящиеся системы подводных валов и баров, которые формируют изолированную лагуну на юго-востоке. Основным источником псаммитового материала служили устьевые бары на северо-востоке.

Отложения устьевых баров, которые являются результатом проградации дельтовой платформы отмечены в разрезах скважин Еты-Пуровского месторождения начиная с пятого

трансгрессивно-регрессивного цикла при формировании продуктивного пласта Ю₂. Так как наблюдаемая дельта по всей вероятности являлась основным источником материала при формировании вытянутых вдольбереговых баровых тел, то скорость и интенсивность флювиальных процессов образующего ее потока оказывали существенное влияние на накопление продуктивных пластов Ю₁ и Ю₂. Выдвижение дельтовой платформы при накоплении пласта Ю₂ достигло максимума на 8 трансгрессивно-регрессивном цикле, образуя сложную ветвящуюся систему баровых тел. Далее наступает обширная трансгрессия, в результате которой сформировалась мощная глинистая толща, разделяющая пласты Ю₁ и Ю₂. При накоплении пласта Ю₁ флювиальные процессы шли интенсивнее, что выражается в более широком распространении отложений устьевых баров.

Таким образом, формирование пласта Ю₂ происходило в ходе 8 трансгрессивно-регрессивных циклов. Аккумуляция псаммитового материала происходила при образовании вытянутых в северо-северо-восточном направлении подводных валов и баров, изолирующих располагающуюся на юго-востоке лагуну. Отложения вдольбереговых баров являлись результатом перемива выдвигающейся на северо-востоке дельтовой платформы.

При формировании пласта Ю₁ в ходе 4 трансгрессивно-регрессивных циклов, флювиальные процессы имели преобладающее значение над волновыми, в результате чего дельта проградировала более интенсивно, отложения вдольбереговых баров занимали большую часть территории Еты-Пуровского месторождения. Перерабатываемый вдольбереговыми течениями и волнами псаммитовый материал аккумуляровался вдоль берега, образуя сложную систему вдольбереговых баров.

Литература

- Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 2: Западно-Сибирский бассейн. Новосибирск: Наука, 1994. 201 с.
- Карогодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 242 с.
- Обстановки осадконакопления. Т. 1. М.: Мир, 1990. 354 с.
- Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: Лема, 2010. 276 с.
- Штырляева А.А. Палеогеографические условия формирования пластов Ю₁ и Ю₂ Еты-Пуровского месторождения (Западная Сибирь) // Нефть и газ. 2015. Вып. 2 (11). С. 33–38.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. Юрская система. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 346 с.
- Ян П.А. Условия формирования и сиквенс-стратиграфическая модель васюганской свиты в Тюменской СГ-6 // Формационный анализ в геологических исследованиях. Томск: Изд-во ТГУ, 2002. С. 109–111.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХОДА ПЕРМСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Щербина В.В., Хардигов А.Э.

Южный федеральный университет, khardikov@sfedu.ru

Пермские терригенные и вулканогенно-осадочные отложения (пионерская, атканская, омчакская и старательская свиты) Яно-Колымской складчатой области, куда входит Аян-Юряхский антиклинорий, являются составной частью верхоянского геосинклинального комплекса, с которым связаны многочисленные месторождения и проявления полезных ископаемых. Осадочные породы при этом рассматриваются как рудовмещающая реакционноспособная среда, куда происходит разгрузка эндогенных рудоносных растворов. Поэтому

понимание условий образования рудовмещающих толщ позволит создавать всесторонние модели формирования золоторудных объектов [Буряк, 1982; Курбанов и др., 1992; Парада, 2002; Рундквист, 1997; Хардигов и др., 2009; Япаскурт, 1992; Япаскурт и др., 1997].

В составе пионерской свиты (около 2000 м) преобладают глинистые отложения. Существенное место в разрезе занимают алевролиты, которые, как и аргиллиты, распространены по всей территории антиклинория. Встречаются также отдельные прослои вулканогенно-осадочных микститов мощностью от 0,5–1 м до 10–30 м. Песчаники участвуют в строении толщи в северо-западной части антиклинория, где ими сложено три песчаных горизонта мощностью 50–100 м.

Атканская свита в пределах Аян-Юрхского антиклинория имеет мощность 500–700 м. Она состоит из трех выдержанных литологических горизонтов. Нижний и верхний горизонты (200–300 м), сложены вулканогенно-осадочными микститами. Средний горизонт свиты (70–120 м) представлен тонким и мелким переслаиванием аргиллитов и вулканомиктовых алевролитов.

Различные по зернистости отложения омчакской свиты в плане распределены почти также, как соответствующие литотипы пионерской свиты: в центральной и северо-западной частях Аян-Юрхского антиклинория состав свиты более песчаный, чем в районах юго-восточного окончания структуры, где они имеют алеврито-глинистый характер.

Старательская свита сложена преимущественно алеврито-глинистыми отложениями. Лишь в центральной части Аян-Юрхского антиклинория в составе свиты наблюдается мощные (40–60 м) пласты мелкозернистых вулканомиктовых песчаников.

Анализ литолого-фациальных особенностей отложений пионерской, атканской, омчакской и старательской свит показывает, что если исключить специфику литологии атканской свиты, так как она отображает активизацию вулканической деятельности, то можно говорить, в самых общих чертах, об однонаправленности хода пермского осадконакопления в пределах территории Аян-Юрхского антиклинория. В послепионерское время существенно расширяется к северу и северо-востоку полоса прибрежных отложений, свидетельствуя о поднятиях в области суши, расположенной в районе современной акватории Охотского моря (Охотский массив).

Район верхнего течения р. Колымы представлял собой, очевидно, глубокую удаленную от берегов часть пермского морского бассейна. Преимущественно глинистый состав отложений, крайняя их бедность фаунистическими остатками, содержание которых резко возрастает к береговой зоне моря, свидетельствует о том, что средние глубины этой части морского бассейна были, по-видимому, не менее 200–300 м.

Анализ пермского осадконакопления в районе современных истоков р. Колымы, в результате которого установлено два типа разреза пермских отложений, позволяет говорить о сравнительно постоянном существовании здесь более приподнятого северо-западного, центрального и опущенного юго-восточного участков, отличавшихся особенностями условий седиментации. В пределах первого участка периодически накапливались песчаные осадки, которые практически отсутствуют в пермском разрезе второго участка.

Фациальный план отложений одного стратиграфического уровня показывает, что в пределах каждого участка поверхность дна не представляла собой ровную поверхность. Переход от одного участка к другому был постепенным и не всегда выражался в смене фаций. Отсутствие резких границ между смежными фациями, сравнительно широкое площадное распространение многих фациальных зон, незначительность и локальность проявления оползневых деформаций в отложениях свидетельствует о слабо расчлененном характере дна бассейна осадконакопления. Уклоны дна не превышали 1–2°.

Слабая расчлененность дна изученной части морского бассейна, отсутствие контрастных различий в мощностях пермских морских отложений и прибрежной (отличаются в 2–3 раза), располагавшейся в пределах опущенного блока Охотского массива, и значительная ширина полосы прибрежно-мелководных отложений времени формирования старательской свиты, говорят об эпиплатформенном характере пермского бассейна седиментации.

С вялой тектонической активностью района верхнего течения р. Колымы в пермскую эпоху связана также незначительность проявления в отложениях сингенетичных деформаций, которые сводятся в основном к оползанию осадков. Другого рода деформации наблюдаются в толще атканской и пионерской свит. Эти деформации выражаются в вертикальном внедрении каменного материала. Оползневые текстуры в отложениях приурочены к северо-западной части Аян-Юряхского антиклинория, свидетельствуя о том, что они связаны с особенностями рельефа дна на данном участке. При этом необходимо отметить, что нарушения первичного залегания осадков представлены двумя морфологическими типами. Один из них наблюдается в песчаных отложениях, а второй – в алевритовых. При оплывании песчаных осадков содержащиеся в них слабо литифицированные глинистые и алевритовые прослойки, разрывались на куски. Оползание алевритового материала проявляется в смятии и разрыве слоев, образовании закатышей размером до 5 см, напоминающих эллипсоидальные галечки.

Таким образом, анализ литолого-фациальных особенностей и условий образования пермских отложений Аян-Юряхского антиклинория показывает, что формирование осадочных комплексов происходило в эпиконтинентальном регрессирующем морском бассейне на фоне активного вулканизма кислого и среднего состава.

Литература

- Буряк В.А. *Метаморфизм и рудообразование*. М.: Недра, 1982. 256 с.
- Курбанов Н.К., Арифуров Ч.Х., Ехиванов В.А., Романов В.И. Полигенно-полихронные золоторудные месторождения терригенных комплексов // *Руды и металлы*. 1992. Стартовый номер. С. 54–61.
- Парада С.Г. О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // *Литология и полез. ископаемые*. 2002. № 3. С. 275–288.
- Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // *Геология рудных месторождений*. 1997. Т. 39. № 1. С. 11–24.
- Хардинов А.Э., Парада С.Г., Холодная И.А. Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // *Руды и металлы*. 2009. № 3. С. 22–28.
- Янаскурт О.В. *Литогенез и полезные ископаемые миеосинклиналей*. М.: Недра, 1992. 224 с.
- Янаскурт О.В., Косоруков В.Л., Золотарев Д.А. Особенности литогенеза докайнозойских дельтово-морских комплексов в бассейнах разных типов (север Сибири). Сообщение 2. Бассейн с недокомпенсированной седиментацией в Верхоянье // *Литология и полез. ископаемые*. 1997. № 2. С. 186–198.

ЗАПИСКИ МОЛОДОГО ВОРЧУНА (или как НЕ надо писать материалы/тезисы)

Маслов А.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, maslov@igg.uran.ru

Любая книга, любой сборник обязательно имеют, с одной стороны, автора/авторов, с другой, – редактора/редакторов. Многим, правда, последние представляются либо анахронизмом, либо излишней роскошью. Автор этих строк как раз и относится к категории редакторов. И после прочтения всех представленных в сборнике материалов 2-й Всероссийской школы по литологии сообщений наших молодых коллег мне вдруг страшно захотелось написать такое небольшое «алаверды/аллаверды» [Алаверды (Аллаверды) – слово среднего рода, несклоняемое и неизменяемое, с ударением, падающим на последний слог), зачастую

употребляемое для передачи слова другому человеку, также может употребляться в значении «ответный». Например, ответный тост или ответное извинение [<http://cyclowiki.org/wiki/%D0%90%D0%BB%D0%B0%D0%B2%D0%B5%D1%80%D0%B4%D1%8B>]. Правда, примерно с месяц я это странное, прямо скажем, желание всеми силами старался подавить.

Итак, по результатам некоего исследования у вас возникла идея выступить на том или ином мероприятии с докладом/сообщением и написать в связи с этим тезисы такого выступления для отправки в Оргкомитет. Замечательная идея! Такие идеи должны поддерживать не только окружающие вас лица, но и непосредственное начальство, а также начальство, распоряжающееся командировочными средствами.

Вероятно, после обдумывания фактов, возможных иллюстраций (если оные принимаются Оргкомитетом) и выводов, а также названия материалов/сообщения/тезисов вы садитесь за компьютер и либо начинаете писать, либо прикидываете вариант сокращения ранее написанного текста отчета или статьи, либо же просто меняете 7–10 слов в названии и тексте написанных и отправленных на другое мероприятие тезисов. Последнее, на наш взгляд, просто плохо, но иногда все же встречается. Этот вариант при современных возможностях Интернета, впрочем, вычисляется (причем совершенно не намеренно) в две-три минуты. Например, мне, как редактору попадаетеся во входящем в состав присланных вами материалов списке литературы какая-то весьма странная ссылка (т.е. ссылка, предположим, без номера журнала, года издания книги или страниц той или иной статьи или без названия самой статьи, а только с указанием журнала, года, тома, номера и страниц¹). Естественно, что я начинаю искать выход из этой ситуации в сети. И чаще всего нахожу точно такую же странную ссылку/ссылку с теми же точно ошибками (на мой взгляд). Я смотрю на ФИО автора, затем на название работы, затем понимаю, что мне прислали второй раз то, что уже где-то было опубликовано/будет опубликовано затем вздыхаю, вспоминаю крылатое выражение Петра I «...дабы дурь каждого всем видна была» ... затем оставляю материалы в сборнике.

Раз уж мы, так получилось само собой, начали эти заметки со списка литературы, то продолжим рассматривать все прелести оного. Итак, в циркуляре 1 (декабрь 2015) наших и Сопещания, и Школы обозначено, что ссылки на литературу даются в тексте в квадратных скобках с указанием ФИО автора/авторов. Например, «[Сидоров, 1987]». Вроде бы все понятно. Но вот тут я и поймал себя сейчас (только сейчас!!) на мысли, что, вероятно, когда во многих присланных мне материалах в квадратных скобках стоит одна (!) фамилия при трех или более авторах, указанных при описании собственно источника, то виноват Оргкомитет или я сам, так как не предусмотрел в правилах варианта [Сидоров и др., 2005] или [Сидоров, Иванов, 2005]. Или это не требует столь нудных объяснений? Но может быть есть этому и другое объяснение? Современный ГОСТ по оформлению пристатейных/прикнижных/диссертационных списков литературы выводит на первый план только первого автора, тогда как весь авторский коллектив тонет где-то в хвосте описания того или иного источника (см., например, Гражданкин, Д. В. Палеоклиматические обстановки формирования верхне-

¹ Такая форма подачи/оформления литературы до, примерно, прошлого года была принята в журнале «Доклады Академии наук». Соответственно, если все ссылки в списке литературы к полученным Оргкомитетом тезисам такие, то можно думать, что мне прислали практически статью, посланную и принятую к публикации или отклоненную в Докл. АН. Ну, а так как там по определению [Доклады Академии Наук – один из крупнейших в мире научных журналов, орган Президиума РАН. Основное назначение журнала заключается, прежде всего, в публикации сообщений о крупных научных исследованиях, имеющих приоритетный характер. На страницах журнала печатаются сообщения об оригинальных и нигде не опубликованных исследованиях в области физико-математических, технических, геологических и биологических наук, авторами которых являются члены Российской Академии Наук, а также члены других академий и видные ученые зарубежных стран. Кроме того, в работе журнала принимают участие научные работники учебных институтов, университетов и научно-исследовательских институтов страны. <http://www.maik.ru/ru/journal/dan/>] публикуются весьма крупные научные достижения, то в такой ситуации становится не совсем понятно, что и думать об авторах? Может быть, все же они ошиблись почтовыми конвертами с адресами?

вендских отложений Беломорско-Кулойского плато (Юго-Восточное Беломорье) [Текст] / Д.В. Гражданкин, В.Н. Подковыров, А.В. Маслов // Литология и полезные ископаемые. – 2005. – № 3. – С. 267–280]). Может быть, молодой ученый или аспирант в спешке или по незнанию и думает, что первый/один автор, поставленный по новому ГОСТу перед названием статьи и есть ее единственный автор? Но ведь и это неправильно! Отсюда, конечно, риторический вопрос к авторам указанного ГОСТа – зачем он был разработан? Почему он составлен так, что вполне может запутать новичка?

Впрочем, опыт постановки таких вопросов был, как мне помнится, еще в советское время у Я.Э. Юдовича, обратившегося по поводу постоянного изменения правил составления пристатейных и других списков литературы сразу к Президенту АН СССР. Опыт, понятно, отрицательный, так как в итоге ответ был примерно в духе «Не мешайте работать занятым людям» (но м.б. я что-то и путаю) Кстати, если заглянуть в Интернет, то ГОСТы по оформлению списков литературы есть уже 2014, 2015 годов, а так как до конца 2016 года еще почти 5 месяцев, то возможно будет и ГОСТ-2016. Что будет там нам не предугадать.

Еще несколько моментов.

Первый – ссылка на тот или иной источник ставится внутри предложения (например, «... как это показано в работе [Сидоров и др., 1076]»), т.е. до завершающей предложение точки, но никак не после нее (ср.: «... как это показано в работе. [Сидоров и др., 1076]»). Если мы хотим сослаться на несколько работ одного автора или одной компании авторов, то не следует делать это вот так: «[Смирнов и др., 2006; 2013]», можно написать «[Смирнов и др., 2006, 2013]», и это будет правильно. Если нам приходится писать «и др.» при ссылке на иностранную публикацию, то делается это посредством сокращения «et al.», но никак не «et all.», что все еще встречается. А в одних из присланных мне тезисов встретилось и такое – «[Uhlurnf и др., 2005]. Билингво какое-то, но Замечательно!

Второй – если в материалах доклада есть список литературы, то ссылки на указанные в нем работы **должны быть** и в тексте материалов, неважно в круглых или квадратных скобках, в конце концов, поправить тип скобок сейчас редактору не составляет особого труда.

Третий – совершенно естественно, что приводить в списке литературы следует только опубликованные работы; ссылки на фондовые/рукописные работы допустимы только в виде (Петров и др., 1967ф) или «по неопубликованным материалам П.Т. Сидорова и др. (2001)» или «по данным поисково-оценочных работ, проведенных в 1967 г. под руководством А.С. Пономарева».

Четвертый – конечно, все указанные в тексте ссылки на опубликованные работы должны быть и в списке источников. Иногда, правда, это не так. И самый большой парадокс заключается в том, что подчас с авторами материалов невозможно связаться на предмет выяснения того, что можно здесь сделать, никакими способами! Вот и вспомнишь в сотый раз то, что мы (все или часть) страшно/или достаточно сильно (зачем нам, чем-то занятым, эта канитель?) не любим оформлять требуемые почти всеми оргкомитетами Анкеты участников или Карточки участников, а подчас (!), что вообще не понятно, даем и неправильные номера телефонов или адреса электронной почты в них (!?!?!).

Пятый – желательно, как в большинстве журналов, приводить в списке литературы сначала русские источники, затем источники на иностранных языках. Нежелательно давать в списке источники в том порядке, как они встречаются в тексте.

Шестой – если в тексте ссылки на источники приведены в виде «ФИО, год», то в списке литературы нет необходимости нумеровать сами источники. Раньше, когда, например, РФФИ требовал указать сколько источников (цифрами) использовано при подготовке той или иной работы, это еще имело какой-то смысл, но сейчас... тут я невольно подумал – а не продолжает ли РФФИ требовать эти самые цифры. Что ж, к концу года, когда надо будет готовить очередной отчет, мы это увидим

Седьмой

Восьмой

Пунктов претензий к литературе можно набрать еще много, но жара за окном в +30 °С (09 июля 2016 г.) как-то к этому не особенно сильно располагает

Перейдем тогда к тексту тезисов/материалов. Здесь также можно обозначить массу пунктов

Ну, например, точка после названия собственно тезисов/материалов не ставится! А вот с написанием градусов или процентов головная боль существенно ощутимее. Если мы посмотрим в Интернет (<http://www.genon.ru/GetAnswer.aspx?qid=80c88a32-be01-4e60-a191-29a992cb57de>), то окажется, что «... требование отделять символы «%» (процент) и «°» (градус, в том числе Цельсия) от предшествующей цифры пробелом или инициалом является факультативным, и написание данных знаков без пробела не является ошибкой. Главное – **стремиться не допускать разнобоя в передаче данных знаков в рамках одного издания² (сетевого проекта).**». И вот это правильно! Таким образом, редактор отбил пальцы, приводя все им полученное/вами написанное к определенному единообразию, т.е. к виду «15%» и «12 °С». Кстати, градус «°» вставляется через «Вставка» → «Символ». А вот «δ¹³С» или «δ¹⁸О» пишется слитно, т.е. – «δ¹³С» или «δ¹⁸О». Способы же написания знака «промилле» я оставляю без комментариев. Судя по тому, что я видел в присланных в Оргкомитет материалах, таких способов явно больше, чем один.

Следующий момент. Почему то очень многие пишут не «15 м» или «25–30 м», что, на мой взгляд, правильно, а «15м» или «25-30 м» (улавливаете разницу?); это также приходится со строки на строку искать и исправлять. Если посчитать общее количество нажатий на буквы/цифры/клавиши при таких мелких «редакторских злодеяниях», то на хорошую статью я уже, по всей видимости, количество знаков набрал, только вот сама статья при этом оказалась не написанной

Многие предпочитают избегать сокращения слов «метры» или «сантиметры», тогда как вроде бы этому учили нас еще в начальной школе.

Многие считают, что писать ссылку на источник в тексте можно вот так: «... по мнению И.И. Петрова [Петров, 1987], ...»; но более разумным представляется иное: «... по мнению И.И. Петрова [1987], ...». Есть и более изощренный подход: «[BhsnetlgF., 1094]», правда может быть тут многие и не видят подвоха. Будете принимать участие в работе Школы – подходите, обсудим!

Иногда можно увидеть, например, «15x10⁹т». Тут есть, что исправить сразу в двух местах! Во-первых, есть специальный знак «умножить» – «×»; вставляется он через «Вставка» → «Символ». Во-вторых, «10⁹» и «т» должны писаться отдельно! Еще один момент касается использования таких «штучек» как, например, «ppm» или «REE». Они понятны многим интуитивно, но так как текст тезисов/сообщения все-таки представлен в Оргкомитет на русском языке, то разумнее заменить их на «г/т» и «РЗЭ». Через это прошел и я сам много раз – пока редактор в издательстве или редакции журнала не исправит в тексте все указанное по десятому разу – сам не поймешь, что это он так красным карандашом разошелся

Конечно, тезисы можно писать по-разному. Можно нумеровать (именно – ставить цифры) каждый абзац. Можно нумеровать абзацы в завершающей части сообщения. Можно выделять главные выводы автора какими-либо маркерами, благо текстовые редакторы сейчас позволяют многое. Несомненно, это лучший способ подчеркнуть свою индивидуальность, но Все указанное, а также все остальное, выбивающееся из общего стиля, большинством редакторов безжалостно уничтожается. Более того, часто приходится просто переписывать сделанные так и выводы, и тезисы. Да, мы, молодые ворчуны, тем самым стрижем всех под полубокс, но даже тексты убеленных сединами академиков многим редакторам в издательствах (несмотря ни на что!!) приходится править, но вежливо, конечно, вежливо

² В поисках какого-либо примера я открыл первые попавшиеся мне тезисы и через несколько абзацев на одной (!!) из строчек увидел искомое – в начале строки написано «млн. лет», а чуть дальше, но на этой же строке – «млн.лет».

В общем ... на погодном информере +28.9 °С. Пора идти прогуливать пса, который предпочитает по такой погоде больше валяться в траве, чем уныло ходить за мной по разогретому асфальту Поэтому данное сообщение/тезисы я завершаю.

Дам только последний совет. В текстовом редакторе «Word» **есть замечательная опция** – «Рецензирование» → «Правописание». Завершив/написав текст тезисов, и начав набирать в почтовой программе электронный адрес Оргкомитета, вспомните об оной и поспешите вами написанное произведение проверить «машинным способом». Уверен, что хотя бы одну ошибку вам компьютер поможет исправить, что даст мне, молодому ворчуну, возможность немного дольше побыть на свежем воздухе с собакой))))....

И, конечно, все у вас в результате получится!!!

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аверьянова Е.А.	79	Липянина А.В.	148
Азимов Ж.Н.	81	Макаров Н.Д.	151
Антошкина А.И.	7	Макарова О.М.	154
Анфинсон О.	128	Маркова Е.Б.	156
Арефьев М.П.	12	Марусин В.В.	160
Астафьева А.Д.	84	Маслов А.В.	53, 226
Бадьянова И.В.	88	Мельничук О.Ю.	162
Байгузина А.З.	91	Мизенс А.Г.	162
Бакаева Ж.М.	93	Михайлова Е.Д.	203
Бродникова Е.А.	96	Михеева Е.А.	165
Бурштейн Л.М.	19	Морозов В.П.	58
Бычкова Н.А.	97	Мотова З.Л.	167
Васильева К.Ю.	101, 139	Назаров Ж.А.	170
Верещагин О.С.	128	Овдина Е.А.	173
Верзилин Н.Н.	24	Окнова Н.С.	24
Высоцкий С.И.	102	Осовецкий Б.М.	88
Гаврилов Ю.О.	27	Павлова А.В.	176
Гаймалетдинова Г.Ф.	105, 117	Петров С.Ю.	201
Герасимова А.И.	107	Подковыров В.Н.	128
Горбунова С.А.	84	Прошенкин А.И.	96, 179
Горожанин В.М.	29	Пуланова С.А.	62
Горожанкина М.С.	108	Пустыльникова В.В.	125, 181
Гражданкин Д.В.	33	Пыжова Е.С.	184
Гракова О.В.	207	Радзиевская О.-М.А.	91
Гришаева Е.М.	125	Рыкус М.В.	117
Гурбич В.А.	111	Рязанов К.П.	188
Демонтерова Е.И.	165	Сапурин С.А.	191
Дронов А.В.	37	Семечкова Л.В.	194
Дубкова К.А.	114	Ситкина Д.Р.	196
Душин А.С.	105, 117, 147	Смирнова З.Б.	196
Ершова В.Б.	101, 128, 139	Соловьева С.А.	101
Жаркова Т.Б.	119	Соломон М.В.	198
Журавлев А.В.	120	Страховенко В.Д.	173
Зайнуллин Р.И.	122	Суслов С.Б.	88
Зорина С.О.	212	Сычев С.Н.	201
Иванов А.В.	165	Тарасенко А.Б.	203
Иванова Н.А.	125, 181	Тучкова М.И.	66
Ивлева А.С.	128, 201	Уляшева Н.С.	207
Инкина Н.С.	130	Фасхиева И.И.	210
Исаева Г.А.	133	Федоров П.В.	128
Искуль Г.С.	136	Фролова А.О.	165
Караковский Е.А.	179	Хайртдинова Л.Р.	212
Кириллова П.	139	Хардииков А.Э.	145, 224
Ковалев С.С.	140	Хитарова А.В.	181
Колесников А.В.	143	Худолей А.К.	128
Коннов А.Г.	201	Хуснитдинов Р.Р.	101
Костюков В.А.	145	Шадрин А.Н.	214
Кудаярова А.Р.	147	Шенбергер Н.А.	217
Кузнецов А.Б.	196	Шишло С.Б.	69
Кузнецов В.Г.	41	Шмелёва Л.А.	219
Лебедев М.В.	45	Штырялева А.А.	222
Леонов М.Г.	50	Щербина В.В.	224
		Япаскурт О.В.	74

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
-------------------	---

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ ВЕДУЩИХ ЛИТОЛОГОВ РОССИИ

Антошкина А.И. РИФЫ И ДРУГИЕ КАРБОНАТЫ В БИОСФЕРЕ ПАЛЕОЗОЯ (НА ПРИМЕРЕ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА)	7
Арефьев М.П. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ПЕРЕСТРОЙКА В СВЕТЕ ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ТРЕНДОВ	12
Бурштейн Л.М. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ. ЭМПИРИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ. ИСТОРИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ	19
Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. РАЙОН ПАРКА МОНРЕПО – УНИКАЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ СЛЕДОВ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	24
Гаврилов Ю.О. СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕЙ ЮРЕ–РАННЕМ МЕЛУ НА БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ	27
Горожанин В.М. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ФАЦИИ И ЭПИГЕНЕЗ ЭВАПОРИТОВ КУНГУРСКОГО ЯРУСА НИЖНЕЙ ПЕРМИ ВОСТОЧНОГО БОРТА ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА (РАЗРЕЗ «АКТАШЕВО», ЮЖНЫЙ УРАЛ)	29
Гражданкин Д.В. УНИКАЛЬНЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ В ПАЛЕОБИОЛОГИИ	33
Дронов А.В. УНИКАЛЬНЫЕ ХОЛОДНОВОДНЫЕ РИФЫ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА РУССКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ	37
Кузнецов В.Г. БАКТЕРИАЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА И ОСАДОЧНОЕ ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ	41
Лебедев М.В. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИГЕННОГО ВЕНДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ – ОДНОГО ИЗ САМЫХ ДРЕВНИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПЛАНЕТЫ	45
Леонов М.Г. ХАОТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД (МИКСТИТЫ): СТРОЕНИЕ, ГЕНЕЗИС, ТИПИЗАЦИЯ, ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ	50
Маслов А.В. ТИПОВОЙ РАЗРЕЗ РИФЕЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА – УНИКАЛЬНЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ	53
Морозов В.П. ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ, КАК МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ НЕФТЕНОСНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КАРБОНА ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА)	58
Пунанова С.А. МЕТАЛЛОГЕНИЯ НАФТИДОВ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ	62
Тучкова М.И. ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА СЕДИМЕНТАЦИЮ (пассивные и активные континентальные окраины)	66
Шишлов С.Б. ИЛЬМЕНСКИЙ ГЛИНТ – УНИКАЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ДЛЯ РАЗРАБОТКИ МОДЕЛЕЙ СЛОЕОБРАЗОВАНИЯ И ЦИКЛОГЕНЕЗА В СУБЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ С КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИЕЙ	69
Япаскерт О.В. СИСТЕМНЫЙ АНАЛИЗ – НЕПРЕМЕННЫЙ АСПЕКТ СОВРЕМЕННЫХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	74

ДОКЛАДЫ УЧАСТНИКОВ ШКОЛЫ

Аверьянова Е.А. ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ: НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ	79
Азимов Ж.Н. К СТРАТИГРАФИИ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА	81
Астафьева А.Д., Горбунова С.А. ТИПЫ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД–КОЛЛЕКТОРОВ ПЛАСТА БУ ₁₀₋₁₁ УРЕНГОЙСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	84
Бадьянова И.В., Суслов С.Б., Осовецкий Б.М. ТИПЫ МИНЕРАЛИЗЦИЙ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ ГОРНОЗАВОДСКОГО РАЙОНА ПЕРМСКОГО КРАЯ	88
Байгузина А.З., Радзиевская О.-М. А. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛОМИТ-МАГНЕЗИТ-АНГИДРИТОВЫХ ПОРОД ИЗ КРОВЛИ ПРОДУКТИВНОГО ГОРИЗОНТА ГРЕМЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ)	91

Бакаева Ж.М. КАЛЬКРЕТЫ (КАЛИЧЕ) И СИЛЬКРЕТЫ. НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КАЛИЧЕ ЮЖНОГО УРАЛА	93
Бродникова Е.А., Прошенкин А.И. КЕМБРИЙСКИЕ КОНГЛОМЕРАТЫ БАЯНКОЛЬСКОЙ СВИТЫ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА: СОСТАВ И ВОЗРАСТ ИСТОЧНИКОВ	96
Бычкова Н.А. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕПСКОГО ГОРИЗОНТА ЧАЙКИНСКОГО ПОДНЯТИЯ	97
Васильева К.Ю., Ершова В.Б., Хуснитдинов Р.Р., Соловьева С.А. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ КУЮМБИНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (БАЙКИТСКАЯ АНТЕКЛИЗА, ЮЗ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)	101
Высоцкий С.И. ХАРАКТЕР ГРАНИЦЫ МЕЖДУ ОТЛОЖЕНИЯМИ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО РИФЕЯ НА ХР. БОЛ. ШАТАК (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	102
Гаймалетдинова Г.Ф., Душин А.С. СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НИЖНЕГО ДЕВОНА И ВЕРХНЕГО СИЛУРА И ЕЕ ДИАГНОСТИКА ПО ДАННЫМ КЕРНА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ им. Р. ТРЕБСА И им. А. ТИТОВА (ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)	105
Герасимова А.И., Журавлев А.В. ЦИКЛИЧНОСТЬ В РАЗРЕЗАХ БОЛВАНСКОЙ СВИТЫ (НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ КАРБОН) СЕВЕРО-ЗАПАДА ПАЙ-ХОЙСКОГО КАРБОНАТНОГО ПАРАВОТХОТОНА	107
Горожанкина М.С. МИКРОБИАЛЬНЫЕ ТЕКСТУРЫ В ПОРОДАХ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ МОЛАССЫ КОСЬВИНСКО-ЧУСОВСКОЙ СЕДЛОВИНЫ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА ...	108
Гурбич В.А. ФОРМИРОВАНИЕ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА И ЕГО ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ	111
Дубкова К.А. СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕГО ГОТЕРИВА В БАССЕЙНЕ р. БОДРАК ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА	114
Душин А.С., Рыкус М.В., Гаймалетдинова Г.Ф. ТИПЫ И СТАДИЙНОСТЬ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ПУСТОТНОЕ ПРОСТРАНСТВО КОЛЛЕКТОРОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ им. Р. ТРЕБСА И им. А. ТИТОВА (ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)	117
Жаркова Т.Б. ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЛАПТОПАЙСКОЙ СВИТЫ НА ХРЕБТЕ САБЛЯ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	119
Зайнуллин Р.И. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА	122
Иванова Н.А., Пустыльникова В.В., Гришаева Е.М. СТРОЕНИЕ ОСИНСКОГО ГОРИЗОНТА НИЖНЕГО КЕМБРИЯ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ МАЙГУННСКАЯ 275 (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)	125
Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Ершова В.Б., Анфинсон О., Худoley А.К., Федоров П.В., Верещагин О.С. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЛТИЙСКОЙ МОНОКЛИЗЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ	128
Инкина Н.С. НИЖНЕПЕРМСКИЕ ПЕЛОИДНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ СЕЗЫМСКОЙ СВИТЫ (КОСЬЮРОГОВСКАЯ ВПАДИНА)	130
Исаева Г.А. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИЗЕЙСКОЙ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ	133
Искюль Г.С. СЛОИ С ЖЕЛЕЗИСТЫМИ ООЛИТАМИ В СРЕДНЕМ ОРДОВИКЕ ВОСТОЧНОЙ БАЛТОСКАНДИИ: РЕГИОНАЛЬНАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ АНОМАЛИЯ	136
Кириллова П.А., Васильева К.Ю., Ершова В.Б. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЛИНЫ р. БОДРАК (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)	139
Ковалев С.С. ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИШЛИНСКОГО ГРАБЕНА (БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ)	140
Колесников А.В. УНИКАЛЬНЫЕ РЕЛИКТОВЫЕ ЭДИАКАРСКИЕ СУБСТРАТЫ: МИКРОБИАЛЬНЫЕ МАТЫ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНЫХ РАВНИН ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ФРАНЦИИ	143
Костюков В.А., Хардинов А.Э. ПЕРМСКИЕ ПОРОДЫ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНИРИЯ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ КАК СРЕДА, ВМЕЩАЮЩАЯ ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ	145
Кудаярова А.Р., Душин А.С. ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА СВОЙСТВА ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КИЗЕЛОВСКОГО ГОРИЗОНТА НА ЮЖНО-ТАТАРСКОМ СВОДЕ БАШКИРИИ	147

Липянина А.В. ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА	148
Макаров Н.Д. ОСНОВНЫЕ АСПЕКТЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ И ДИАПИРООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА	151
Макарова О.М. ТИПЫ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СУРГУТСКОГО СВОДА	154
Маркова Е.Б. СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ПОРОД ПЛАСТА БГ ₂₅ АХСКОЙ СВИТЫ В ГЫДАНСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЕ № 130 (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)	156
Марусин В.В. РАННЕТОММОТСКАЯ КАРБОНАТНАЯ ПЛАТФОРМА НА СИЛИКОКЛАСТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ ОЛЕНЕКСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА	160
Мельничук О.Ю., Мизенс А.Г. ГИДРОФАЦИИ ВЕРХНЕДЕВОНСКОЙ КОДИНСКОЙ СВИТЫ ПО ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)	162
Михеева Е.А., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Фролова А.О. КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КУДИНСКОЙ И КОТОВСКОЙ СВИТ В ИРКУТСКОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ	165
Мотова З.Л. ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕНДСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ОСЕЛКОВОЙ СЕРИИ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ	167
Назаров Ж.А. РАЗВИТИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ ОЛИСТОСТРОМОВЫХ ЗОН В ПОЗДНЕПОЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСАХ ГОРНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО БУКАНТАУ	170
Овдина Е.А., Страховенко В.Д. ОСОБЕННОСТИ Са:Mg ОТНОШЕНИЯ В МАЛЫХ ОЗЕРАХ ЮГА СИБИРИ	173
Павлова А.В. ДОКЕМБРИЙСКИЕ ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ	176
Прошенкин А.И., Караковский Е.А. U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИРКИНЕЕВСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	179
Пустыльникова В.В., Иванова Н.А., Хитарова А.В. СТРОЕНИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВАНАВАРСКОЙ И ОСКОБИНСКОЙ СВИТ ВЕНДА ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ ЧУНКИНСКАЯ 282 НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)	181
Пыжова Е.С. РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ	184
Рязанов К.П. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ТУРБИДИТОВ ПАДЕЙСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО-СРЕДНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПАЙ-ХОЯ	188
Сапурин С.А. ИСКОПАЕМЫЕ <i>CYANOBACTERIA</i> В СОВРЕМЕННОЙ СИСТЕМАТИКЕ ОРГАНИЗМОВ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМИНА «МИКРОБИАЛИТ»	191
Семечкова Л.В. УТОЧНЕНИЕ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЕСЧАНОЙ ФРАКЦИИ КРЕМНИСТО-ОПАЛОВОГО СЫРЬЯ НА АКРЫШЕВСКОМ УЧАСТКЕ (СОВЕТСКИЙ РАЙОН ХМАО-ЮГРА)	194
Ситкина Д.Р., Кузнецов А.Б., Смирнова З.Б. Pb-Pb ВОЗРАСТ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АГАРИНГОЛЬСКОЙ СВИТЫ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)	196
Соломон М.В. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВКЛЮЧЕНИЙ В БОРНЫХ МИНЕРАЛАХ ПЕРМСКОГО СОЛЕРОДНОГО БАССЕЙНА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ	198
Сычев С.Н., Ивлева А.С., Петров С.Ю., Коннов А.Г. РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (LA-ICP-MS)-ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ БАЗАЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ УРАЛИД (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	201
Тарасенко А.Б., Михайлова Е.Д. СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКИХ ПАЛЕОТЕТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КУПРУКСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАД ЗЕРАВШАНСКОГО ХРЕБТА, КИТАБСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЗАПОВЕДНИК, УЗБЕКИСТАН)	203
Уляшева Н.С., Гракова О.В. МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЯРОВЕЙСКОЙ СЕРИИ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	207
Фасхиева И.И. ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ КОНКРЕЦИИ ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ ГОР БУКАНТАУ ...	210
Хайртдинова Л.Р., Зорина С.О. ВАЖНЕЙШИЕ АБИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ НА РУССКОЙ ПЛИТЕ В ПАЛЕОЦЕНЕ-ЭОЦЕНЕ	212
Шадрин А.Н. ОТЛОЖЕНИЯ АЛЕКСИНСКОГО ГОРИЗОНТА В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ПЕЧОРЫ (ВИЗЕЙСКИЙ ЯРУС, НИЖНИЙ КАРБОН, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)	214

Шенбергер Н.А. СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ МИГРАЦИОННЫХ ПОТОКОВ АГРЕССИВНЫХ ФЛЮИДОВ В ПОРОДАХ НИЖНЕМЕЛОВОГО КОМПЛЕКСА УСТЬ-ТЫМСКОЙ ВПАДИНЫ	217
Шмелёва Л.А. ФАЦИАЛЬНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ВЕРХНЕОРДОВИКСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ р. Б. КОСЬЮ (БАСЕЙН р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)	219
Штырялева А.А. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ Ю ₁ И Ю ₂ НАДЫМПУРСКОЙ И СРЕДНЕОБСКОЙ НГО (ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ НГБ)	222
Щербина В.В., Хардигов А.Э. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХОДА ПЕРМСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ	224
Маслов А.В. ЗАПИСКИ МОЛОДОГО ВОРЧУНА (или как НЕ надо писать материалы/тезисы)	
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	231
СОДЕРЖАНИЕ	232

Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия

Сборник материалов 2-й Всероссийской школы студентов,
аспирантов и молодых ученых

Рекомендован к изданию
Ученым советом Института геологии и геохимии УрО РАН

Редактор *А.В. Маслов*

Компьютерная верстка *Н.С. Глушковой*
Макет обложки *Н.С. Глушковой*

Подписано в печать 23.08.16. Формат 60×84 1/8. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 23. Уч.-изд. л. 23,1. Тираж 150 экз. Заказ

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620016, Екатеринбург, ул. акад. Вонсовского, д. 15

Отпечатано в типографии
ООО Универсальная Типография «Альфа Принт»
г. Екатеринбург, пер. Автоматики, д. 2, литера Ж
Тел. (343) 222-00-34 доб. 107, с.т. 8-912-283-69-07