VIII Всероссийское
литологическое совещание

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Материалы

ТОМ II

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

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

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
НЕФТИ И ГАЗА ИМЕНИ И.М. ГУБКИНА

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ИНСТИТУТ ПРОБЛЕМ НЕФТИ И ГАЗА РАН

ОПТЭК
Объединяя решения

МОСКВА
2015

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ЛИТОЛОГИИ И ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПРИ ОНЗ РАН (НС ЛОПИ ОНЗ РАН)

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ НЕФТИ И ГАЗА ИМЕНИ И.М. ГУБКИНА

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Материалы
VIII Всероссийского литологического совещания

(Москва, 27-30 октября 2015 г.)

Том II

РГУ НЕФТИ И ГАЗА ИМЕНИ И.М. ГУБКИНА
2015 г.

УДК 552.5
Э 15

Э 15 **Эволюция осадочных процессов в истории Земли:** материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г). – Москва: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2015- Том I. – 492 с.

ISBN 978-5-91961-134-9

Сборник трудов содержит материалы докладов, представленных на 8-м Всероссийском литологическом совещании (Москва, 27-30 октября 2015г.), посвященном рассмотрению эволюции осадочного процесса в истории Земли, изучению осадочных пород, их генезиса (включая рудогенез), а также рассмотрению современного состояния литологических исследований в России.

Сборник предназначен для широкого круга геологов и других специалистов, работающих в области исследования пород, а также преподавателей и студентов геологических ВУЗов.

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 15-05-20868)

Ответственные редакторы
А.Н. Дмитриевский, О.В. Япаскурт, О.В. Постникова

Редколлегия
А.В. Постников, Н.А. Осинцева, И.А. Китаева

Технический редактор
В.В. Пошибаев

Публикация выполнена с авторских оригиналов
с незначительными редакционными правками

© Научный совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ РАН, 2015;

© Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина

ОПТЭК
Объединяя решения

Генеральный спонсор

Компания ОПТЭК разрабатывает и поставляет комплексные решения для науки, образования и промышленности.

Основным принципом организации сотрудничества с заказчиками является качество поставляемого оборудования и системный подход в решении поставленных задач. Это обеспечивает пользователям лидирующие позиции во всех областях прикладных исследований, а также помогает при создании разработок, направленных в будущее.

ОПТЭК обладает широкими компетенциями и обширным опытом работы в области геологии, литологии и минералогии. Комплексные решения компании и партнеров, таких как **Carl Zeiss, Bruker, Rigaku, Oxford Instruments, SEC, 3DHistech и др.** позволяют организовать изучение состава и свойств объектов методами световой, электронной, цифровой и атомно-силовой микроскопии, рентгеновского анализа, спектрометрии и дифрактометрии, а также комбинировать эти методы и сравнивать результаты с помощью специального программного обеспечения, не имеющего аналогов в мире.

Особая роль в практической деятельности ОПТЭК отведена сотрудничеству с университетами, научно-исследовательскими институтами, центрами и лабораториями. Для организации учебного процесса в аудиториях предлагаются системы одновременного наблюдения на базе световых микроскопов, а также системы изучения цифровых препаратов с помощью специализированного программного обеспечения, включая возможность организации дистанционного обучения.

Среди партнеров компании такие известные научные, производственные и учебные заведения, как: **ЗАО Полюс (Красноярск), СВКНИИ ДВО РАН, факультет геологии МГУ им. М.В. Ломоносова, РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина и пр.**

Подробнее об оборудовании ОПТЭК на сайте **www.optecgroup.com**

СЕКЦИЯ 4
ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

ТЕКТОНОЗАВИСИМАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В ГРАБЕНАХ СРЕДНЕРУССКОГО АВЛАКОГЕНА (ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА)

Н.П. Чамов

ГИН РАН, Москва, e-mail: nchamov@yandex.ru

Рассмотрено влияние локальных тектонических процессов на формирование тектоно-седиментационных систем Среднерусского авлакогена. Показана зависимость минерального и фациального состава осадочных комплексов от соотношения поверхностей сместителей неопротерозойских грабенообразующих сбросов и палеопротерозойских бластомилонитовых пластов, служивших локальными источниками кластики.

Взаимосвязь тектонических и осадочных процессов реализуется на разных иерархических уровнях – от общей геодинамической позиции области седиментации до локальных структур, а также на разных этапах существования обломочного материала – от мобилизации и переноса к его фиксации и превращения в породу. Все эти разноплановые – длительные или геологически мгновенные события реализуются в рамках столь же разномасштабных тектоно-седиментационных систем. Термин этот в явном виде не используется, хотя именно он определяет пространственные размеры и энергетику взаимодействия тектонических и осадочных процессов.

Тектоно-седиментационная система (ТСС) понимается нами как поле деятельности процессов, которые происходят при обязательном участии структурообразования и осадконакопления, причинно-следственная взаимосвязь которых может быть определена как тектонозависимая (тектосеквентная) седиментация или выраженная в осадочных образованиях тектоника.

Разнопорядковость структурообразующих процессов определяет соподчиненность ТСС, которые характеризуют разные по объему структурно-морфологические области. Так, с глобальной тектоникой связано развитие ТСС в масштабах литосферных плит, с региональной – провинций и их частей. В практическом отношении наиболее важны локальные тектонические процессы, т.е. местная реакция геологической среды на поле напряжений более высокого (регионального) уровня. Именно эти процессы определяют геометрию локальных структурных форм и условия седиментации в них.

Влияние локальных тектонических процессов на минеральный и фациальный состав осадочных образований отчётливо проявлено в грабенах Среднерусского авлакогена − региональной рифтогенной композитной структуры в составе Среднерусско-Беломорской провинции Восточно-Европейской платформы. Формирование авлакогена связано с крупномасштабным расслоением земной коры за счет крупномасштабных сдвигов на доплитном (допоздневендском) этапе развития платформы [Чамов и др., 2010; Чамов, 2013]. Локальные неоднородности фундамента определили его реакцию на приложение региональных тектонических напряжений и привели к образованию генетически родственных структурно-обособленных присдвиговых грабенов. При общем сходстве процессов, каждый из грабенов являлся самостоятельной тектоно-седиментационной системой.

Наиболее ярко влияние локальных тектонических процессов проявилось в вариациях минерального состава сероцветных и пестроцветных аркозовых песчаников молоковской серии неопротерозоя. На фоне стабильного состава кластогенного каркаса выявлено резкое обогащение некоторых интервалов осадочного разреза остроугольными зернами эпидота, содержание которых в тяжелой фракции песчаников составляет 35-95%. Мощность таких «эпидотовых интервалов» варьирует от первых десятков до 2000 м, а их положение и мощности в разрезах грабенов весьма разнообразны.

Ряд признаков (относительная нестойкость эпидота в зоне гипергенеза, неокатанность и свежий облик обломков, отсутствие связи между привносом эпидота и содержанием основных породообразущих компонентов) свидетельствует о формировании эпидотовых аномалий за счет локальных источников. Анализ возможных геодинамических механизмов развития Среднерусского авлакогена, структуры образующих его грабенов, строения и состава верхней части консолидированной коры позволил предположить, что источником специфической кластики являлись обогащенные эпидотом бластомилониты, присутствующие среди метаморфических пород фундамента в виде аномальных по петро-геофизическим свойствам пластов [Чамов и др., 2010]. Данное предположение требовало детальной интерпретации наблюдений и разработки тектоно-седиментационных моделей, согласующих появление бластомилонитов в области размыва и положение обогащенных эпидотом интервалов в осадочном разрезе.

Сопоставление кристаллов и зерен эпидота из бластомилонитов и осадков показал их полное сходство. Под микроскопом кристаллы и зёрна обнаруживают сходный габитус, размеры и оптические характеристики. Расчёт кристаллохимических формул по результатам микрозондового химического анализа показал, что рассматриваемые нами минеральные виды относятся к подгруппе клиноцоизита, согласно рекомендуемой номенклатуре

минералов группы эпидота [Амбрустер и др., 2006]. И кристаллы и зерна содержат 25-30% пистацитового компонента, что характерно для вторичного эпидота, образующего псевдоморфозы по биотиту и амфиболу в условиях частичного плавления [Dawes, Evans, 1991; Schmidt, Thompson, 1996; Tulloch, 1979; Прибавкин и др., 2010].

Закономерности положения в осадочном разрезе обогащенных эпидотом интервалов удалось объяснить соотношением элементов залегания сместителей неопротерозойских сбросов и палеопротерозойских бластомилонитовых пластов, служивших локальными источниками кластики. Этот же фактор влиял на фациальный состав осадочных комплексов и структурную эволюцию бассейнов седиментации. При секущих сбросах, особенно в случаях пологого залегания бластомилонитовых пластов, формировались грабены с реологически обусловленным пределом погружения (молоковский тип). Здесь погружение пород гранитоидного состава в более плотный амфиболитовый субстрат ограничивалось силами изостатического выравнивания. При неизменном региональном поле напряжений после достижения предела погружения грабены этого типа испытывали латеральное расширение, что приводило к накоплению регрессивных осадочных последовательностей с необратимым переходом от озерных к аллювиально-пролювиальным отложениям. Для этого типа грабенов характерно одноактное проявление локального источника кластики независимо от стадии развития структуры. Энергетически более выгодное развитие сбросов вдоль бластомилонитовых пластов (рослятинский тип) не нарушало изостатического равновесия и приводило к образованию узких глубоких грабенов, в которых обстановки седиментации радикально не изменялись со временем. Поступление эпидота продолжалось на протяжении всего существования пространства аккомодации, поскольку прогрессивное углубление грабена постоянно стимулировало активность его локального источника.

Литература:

1. Амбрустер Т., Бонацци П., Акасака М. и др. Рекомендуемая номенклатура минералов группы эпидота (краткая информация) // ЗРМО. 2006. № 6. С. 19-23.

2. Прибавкин С.В., Авдонина И.С., Главатских С.П. Состав и внутреннее строение вкрапленников магматического эпидота из андезитов и дацитов, Средний Урал // ЕЖЕГОДНИК-2009. Петрология, геохимия. // Тр. ИГГ УрО РАН. 2010. Вып. 157. С. 168-172.

3. Чамов Н.П., Костылева В.В., Вейс А.Ф. Строение докембрийского осадочного чехла и верхней части фундамента Среднерусского авлакогена и Оршанской впадины (Восточно-Европейская платформа) // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 1. С. 63-98.

4. Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое // Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук. по спец. М.: ГИН РАН, 2013б. 48 с.

5. Dawes L., Evans W. Mineralogy and geotermobarometry of magmatic epidot-bearing dikes, Front Range, Colorado // Geolog. Soc. Amer. Bull. 1991. V. 103. № 8. P. 1017-1031.

6. Schmidt M., Thompson A. Epidot in calc-ancaline magmas; an experimental study of stability, phase relationships and the role of epidot in magmatic evolution // Amer. Miner. 1996. V. 81. P. 462-474.

7. Tulloch A.J. Implication of magmatic epidot-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of north-western North America // Geology. 1979. V. 14. P. 187-188.

ТИПОВЫЕ РАЗРЕЗЫ БОБРИКОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ РЯЗАНО-САРАТОВСКОГО ПРОГИБА И ЖИГУЛЕВСКО-ПУГАЧЕВСКОГО СВОДА

С.В. Астаркин[1], О.П. Гончаренко[2]

[1]ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг" "КогалымНИПИнефть" в г.Тюмени, Когалым, e-mail: sv.astarkin@rambler.ru

[2]Саратовский госуниверситет, Саратов, e-mail: GoncharenkoOP@mail.ru

На основе детального анализа данных геофизических исследований, изучения керна, структурно-текстурного анализа проведена типизация разрезов продуктивных бобриковских отложений (пласт Б2) в пределах зоны сочленения Рязано-Саратовского прогиба и Жигулевско-Пугачевского свода. Составленные типовые разрезы корректируют ранее существующие представления о строении бобриковского горизонта в пределах рассматриваемой территории, позволяют уточнить нефтегеологическое районирование терригенного нижнекаменноугольного НГК и выбрать оптимальные направления поисково-разведочных работ.

Известно, что литологическое строение разрезов отражает историю развития бассейна осадконакопления в рассматриваемом интервале времени. С целью выявления и изучения особенностей строения бобриковского горизонта, закономерностей пространственного размещения отдельных его продуктивных пластов, авторами предложена типизация разрезов скважин, отражающая мощностные и генетические характеристики исследуемого горизонта.

Бобриковский горизонт в пределах изучаемой территории выделяется в разрезах многих скважин, отсутствуя лишь на севере Саратовского Правобережья. В пределах исследуемой территории бобриковский горизонт представлен в основном терригенными породами: песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями углей и известняков [1]. Несмотря на литологическую невыдержанность по площади, в региональном плане удается наметить три типа разрезов.

К *первому типу* разрезов были отнесены разрезы сложенные алевролитами, аргиллитами и песчаниками, имеющие сложные взаимоотношения между собой. Данный тип распространен в пределах Рязано-Саратовского прогиба и захватывает прилегающие юго-западные территории Жигулевского свода. Характерной особенностью данного разреза является наличие хорошо прослеживаемого песчаного пласта мощностью 1,5-4,0 м в

основании бобриковского горизонта, который выделяется на каротажной диаграмме интервалом повышенных значений ПС и ГК и пониженных – КС и НГК.

Песчаники светло-серого цвета преимущественно мелко-, среднезернистые, реже крупнозернистые. Средне- и крупнозернистые песчаники распространены нешироко и чаще всего приурочены к основанию горизонта. По составу преимущественно кварцевые, содержание которого достигает 77-99%. Микроскопическое изучение шлифов указывает на неравномерное распространение цемента и смешанный его состав. С северо-востока на юго-восток содержание цемента уменьшается от 30% до 10%. На севере, западе и в центральной части Саратовского Правобережья он в основном глинистый, в южных районах появляется карбонатный цемент. В смешанных разностях (карбонатно-глинистых), глинистый материал чаще всего преобладает над карбонатным, составляя 60-70%. Макроскопические исследования пород бобриковского горизонта позволяют выделить песчаники со слоистой (горизонтальная, волнистая и косая слоистость) и массивной текстурой. Горизонтальная слоистость представлена линейной (встречается редко) и неправильной разновидностями. Линейная слоистость наблюдается благодаря наличию в породе растительного детрита, образующего вместе с глинистым материалом тонкие, параллельные между собой слойки.

Алевролиты крупнозернистые и разнозернистые, сложены средне- и плохо сортированным, различной степени окатанности, обломочным материалом, существенно кварцевого состава. Цемент неравномерно распределённый, порового типа, глинистый по составу. Алевролиты плотные, крепкие, с крайне низкой пористостью. Аргиллиты характеризуются средней плотностью и крепостью, с интенсивно развитой трещиноватостью разуплотнения.

По условиям осадконакопления данные отложения относятся к образованиям прибрежно-морского мелководья с активной гидродинамикой и многократным перемещением осадочного материала.

Второй тип разреза в общих чертах имеет сходство с первым, находится с ним в ассоциации, но отличается повышенным содержанием песчаного материала. Данный тип разреза охватывает территорию южной части Жигулевско-Пугачевского свода и представлен переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников с редкими прослоями известняков.

Песчаники горизонта от мелко- и среднезернистых до разнозернистых, полевошпатово-кварцевого состава. Зёрна кварца, полевых шпатов, обломки кремневых пород чаще имеют угловатоокатанную форму. Иногда из-за развития конформного типа цементации окатанность зёрен не фиксируется. Текстуры в песчаниках различные: косослоистая (L15, 20°), реже массивные, неяснослоистые со следами оползания осадка. В песчаниках отмечаются прослои аргиллитов, алевролитов разнозернистых, алевритово-

песчаных пород и тонкие линзовидные прослои углей. По плоскостям наслоений отмечаются мелкие обугленные растительные остатки. Песчаники обладают межзерновой пористостью, нефтенасыщенные.

Известняки темно-серые, неравномерно глинистые, микрокристаллические, с включениями органогенного детрита (до 30%) и многочисленных зерен обломочного кварца алевритовой и песчаной размерности, с пятнистолинзовиднослоистой текстурой. Текстурные особенности пород сформированы за счет деятельности илоедов и впоследствии изменены вторичными процессами (доломитизация).

Перечисленные структурно-текстурные особенности бобриковских отложений свидетельствуют об их формировании в дальней прибрежной зоне с относительно спокойной гидродинамикой и слабой волновой деятельностью. В период снижения объема поступления терригенного материала возникали благоприятные условия для карбонатонакопления.

Третий тип разреза распространен в пределах южной части Жигулевско-Пугачевского свода и представлен аргиллитами с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников, невыдержанных по площади.

Аргиллиты тёмно-серые с многочисленными тонкими (до 1-2 см, единично (в кровле слоя) – до 4 см), часто линзовидными, слойками светло-серых до белых алевролитов. Аргиллиты слоя неравномерно алевритистые, с алеврито-пелитовой структурой, тонкой линзовидной субгоризонтальной слойчатостью, слабо нарушенной биотурбацией и интенсивно текстурами деформации при уплотнении пород. Нередко отмечаются текстуры оползания, частично литифицированных осадков.

Формирование отложений происходило в мелководно-морских условиях на фоне нарастающей трансгрессии.

Таким образом, в результате проведенного анализа большого фактического материала предыдущих исследований и детального изучения вновь пробуренных поисково-разведочных скважин выявлены закономерности распространения типовых разрезов терригенного нижнекаменноугольного (визейского) нефтегазоносного комплекса. Они в основном подчиняются палеоструктурному плану территории и связаны в значительной степени с палеогеоморфологическими чертами строения бассейна и аккумуляции осадков. Анализ особенностей рассматриваемых типов разрезов – фациальных условий осадконакопления, позволил нам выделить наиболее перспективные интервалы разрезов для поисков залежей УВ. Перспективным считаем второй тип разреза, с которым могут быть связаны как залежи антиклинального типа, так и ловушки неантиклинального типа. Последние могут быть встречены в региональных зонах выклинивания пластов на бортах прогибов.

Литература:

1. *Астаркин С.В., Гончаренко О.П., Пименов М.В.* Обстановки осадконакопления в бобриковское время в пределах юго-востока Русской плиты // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия науки о Земле. 2013. Т.13, вып. 1. С. 57 – 62.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ (ДАННЫЕ АНАЛИЗА КАРТЫ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ МАСШТАБА 1:10 000 000)

Г.А. Беленицкая

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, e-mail: ankudinovo@mail.ru

На основании анализа составленной во ВСЕГЕИ Карты галогенных формаций территории России масштаба 1:10 000 000 восстановлена их палеогеодинамическая история, рассмотрены тенденции тектонической эволюции, раскрыты закономерности временного и пространственного размещения.

Коллективом авторов ВСЕГЕИ выполнено монографическое исследование рифовых, соленосных и черносланцевых формаций, включающее три согласованных между собой карты распространения этих формаций на территории России масштаба 1:10 000 000 [1]. Один из итогов выполненного исследования — раскрытие закономерностей пространственно-временного распространения формаций каждого типа в основных геоструктурных подразделениях России и восстановление палеогеодинамической истории их формирования. В данном сообщении рассматриваются итоги анализа, касающиеся галогенных формаций (ГФ).

На территории России отчетливо выделяются крупные стратиграфические интервалы преимущественной локализации ГФ (рис.). Это V_2-D_1, отвечающий байкальско-каледонскому циклу, и D_2-P – герцинскому, а в пределах каждого из них — по два более узких уровня: V_2-$Є_2$ и S_2-D_1 в первом и D_{2-3} и P_{1-2} во втором. ГФ киммерийского и альпийского циклов представлены более ограниченно, преимущественно лишь на верхних уровнях каждого из них – J_3 и N-Q.

Среди вещественно-геохимических разновидностей ГФ количественно доминируют формации сульфатно-кальциевого типа, развитые на всех уровнях. Галититовые и калиеносные установлены лишь на уровнях наиболее широкого распространения ГФ. Для пермского уровня, выделяющегося максимальной интенсивностью этих типов галогенеза, характерны также формации редкого сульфатно-калиевого типа. ГФ сульфатно- и

карбонатно-натриевых типов довольно широко распространены (хотя и в несопоставимо малых масштабах) лишь среди голоценовых отложений.

Карты-срезы, составленные для всех стратиграфических уровней масштабного соленакопления на территории России, отражают особенности размещения ГФ разных вещественных и палеогеодинамических типов и их соотношения на каждом уровне с палеотектоническими элементами. В сочетании с глобальными реконструкциями (рассматриваемыми в другом сообщении автора) они позволили воссоздать вполне отчетливую картину палеогеодинамической позиции и истории ГФ России и уточнить ряд закономерностей их пространственно-временного размещения.

Палеогеодинамическая история ГФ России в наибольшей мере связана с взаимодействием нескольких палеоконтинентов (Восточно-Европейского и Сибирского раннедокембрийских, Тимано-Печорско-Баренцевского позднедокембрийского и Евразийского аккреционного постгерцинского) и нескольких граничивших с ними разновозрастных палеоокеанических бассейнов. Каждый из палеоконтинентов в разное время и в разных своих частях был сопряжен с эволюцией тех или иных палеоокеанов, определявших активность развития их палеоокраин и влиявших на формирование соленосных бассейнов.

По особенностям палеогеодинамического размещения и эволюции ГФ различаются три типа областей и поясов. 1. Внутренние части палеоконтинентов: максимумы галогенеза контролируются внутрикотинентальными палеорифтогенными системами. 2. Пограничные пояса (окраины палеоконтинентов и смежные окраинные области палеоокеанических бассейнов, т.е. зоны взаимоперехода): ГФ распространены наиболее широко, они последовательно возникали здесь в бассейнах сменявших друг друга геодинамических палеообстановок: межконтинентальных рифтов, пассивных окраин, активных окраин, коллизионных. 3. Внутренние области палеоокеанических поясов: ГФ связаны, главным образом, с палеомикроконтинентами и также возникали на разных стадиях их эволюции. В итоге, основная масса ГФ в пространстве контролируется внутриконтинентальными палеорифтовыми структурами разного масштаба (и их тектоническими производными) и окраинноконтинентальными эволюционирующими системами. В пределах последних ГФ распространены наиболее широко. Областями максимальной их локализации являются углы платформ: современные экзогональные синеклизы, отвечающие былым углам палеоконтинентов, ограниченным двумя подвижными поясами; таково расположение крупнейших ГФ Прикаспийского и Восточно-Сибирского бассейнов.

Для каждого геоструктурного элемента суммарные возрастные интервалы проявления галогенеза коррелируются с этапами и стадиями развития подвижных поясов (или их

частей), инициировавших активность этих элементов. Возраст же масштабных проявлений галогенеза отвечает тектоническим фазам, наиболее значимым для соответствующего элемента, менее масштабных – менее значимым.

Сравнительный историко-геодинамический анализ ГФ России выявил ряд общих закономерностей их временного и пространственного размещения и палеогеодинамической эволюции, отражающих характер палеотектонического развития и в целом сопоставимых с глобальными. Главные из них: дискретно-периодический характер их распределения по стратиграфической шкале, фиксирующий стадиально-циклический ритм тектонических событий; закономерное пространственное соотношение ГФ на каждом уровне, отражающие соотношение активных палеотектонических элементов разных рангов; общие возрастные интервалы и локальные уровни развития ГФ каждого региона, подчиненные общим интервалам тектонической активности и отдельным ее импульсам в их пределах (или в непосредственном обрамлении); синхронность, коррелируемость и закономерная возрастная миграция ГФ внутри пространственных подразделений, отвечающие особенностям пространственно-временного распределения и соотношения сомасштабных палеотектонических событий; геохимическая «специализация» отдельных эпох, отражающая тенденции тектонической цикличности.

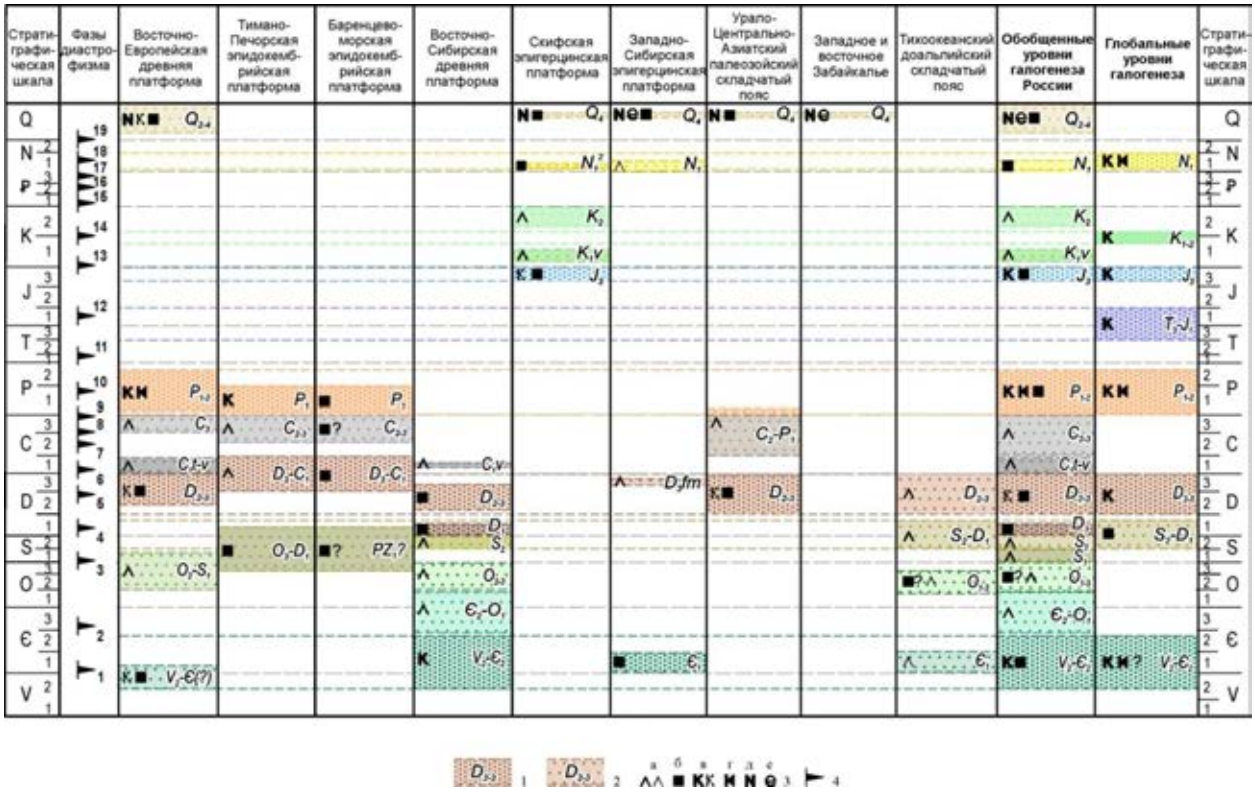


Рисунок 1 - Схема корреляции уровней галогенеза в разных геоструктурных элементах территории России [1]: *1,2* – уровни галогенеза (цвет отвечает стратиграфическому возрасту): *1* – основные, *2* – второстепенные; *3* – геохимические типы ГФ с наиболее полным проявлением галогенеза, развитые на данном уровне (пунктирный знак – при ограниченном распространении): *а* – сульфатно-кальциевый, *б* – хлоридно-

натриевый, *в* – хлоридно-калиевый, *г* – сульфатно-калиевый, *д* – сульфатно-натриевый, *е* – карбонатно-натриевый; *4* – фазы диасрофизма: 1 – позднебайкальская, 2 – салаирская, 3 – раннекаледонская, 4 – позднекаледонская, 5 – акадская, 6 – бретонская, 7 – судетская, 8 – астурийская, 9 – уральская, 10 – заальская, 11 – пфальцская, 12 – раннекиммерийская, 13 – позднекиммерийская, 14 – австрийская, 15 – ларамийская, 16 – пиренейская, 17 – савская и дунайская, 18 – аттическая, 19 – кавказская

Литература:

1. *Г.А. Беленицкая, А.М. Карпунин, Н.Н. Соболев и др*. Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России / Отв. ред.: Г.А. Беленицкая, О.В. Петров, Н.Н. Соболев. СПб: изд-во ВСЕГЕИ. 2015 (в печати).

УТОЧНЕНИЕ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ С УЧЁТОМ ЭВОЛЮЦИИ МОЛОДОГО БАССЕЙНА ОКРАИНЫ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

В.А. Ванин, Т.М. Малышева

ООО «Тюменский Нефтяной Научный Центр», Тюмень, e-mail: *vavanin@rosneft.ru, tmmalysheva@rosneft.ru*

В данной работе, на основе переинтерпретации геолого-геофизических данных, авторами предложена уточнённая модель месторождения, её связь с региональными тектоно-седиментационными событиями.

Крупное месторождение газа расположено на северо-восточном шельфе острова Сахалин и приурочено к Северо-Сахалинскому бассейну. В строении бассейна принимают участие мезозойские и кайнозойские отложения, образующие два структурных этажа. Нижний структурный этаж («фундамент») сложен интенсивно дислоцированными метаморфизованными породами мелового возраста, залегающими на глубине от 3,6 км в пределах крупных антиклиналей до 10-12 км в прогибах (1). На описываемом месторождении скважинами не вскрыт.

Фундамент с резким несогласием перекрыт терригенными кайнозойскими отложениями верхнего структурного этажа, в свою очередь разделенного несколькими поверхностями размыва на отдельные структурно-стратиграфические комплексы. Кайнозойская толща Северо-Сахалинского бассейна – крупная клиноформная призма осадков проградационного типа, сформировавшаяся при продвижении дельты Палеоамура на восток.

Основные тектонические события связаны с раскрытием Курильского задугового глубоководного спрединговой бассейна в южной части Охотского моря. В связи с этим

наблюдаются разноамплитудные смещения блоков по субмериданальным сдвиговым зонам в южном направлении. При этом Срединно-Сахалинский региональный разлом является основным.

Переинтерпретация геолого-геофизических данных, с учётом региональной системы нарушений, позволила выявить последовательность тектоно-седиментационных событий локального масштаба, повлиявших на геометрию залегания продуктивных пластов месторождения и его газоносность.

Авторами обоснован локальный размыв верхне-дагинских отложений (пластов Dg-I – Dg-II) в южной части месторождения, указаны его причины, установлены фазы формирования грабена, его очевидное продолжение на сушу острова, взаимоотношения с региональными зонами сдвигов.

Уточнённая модель обнаруживает б**о**льшую связность коллекторов по площади месторождения, чем это представлялось ранее, что, в свою очередь, влияет, с одной стороны, на величину начальных запасов (в большую сторону при прочих равных условиях), с другой - на прогнозные темпы их выработки. Поскольку для эксплуатации залежей предусматривается бурение горизонтальных скважин с длиной ствола более 11 км, количество таких скважин имеет весьма существенное значение для экономики проекта. Рассмотрены также перспективы доразведки месторождения.

Сравнение запасов некоторых месторождений исследуемой части бассейна подтверждает приуроченность наиболее крупных открытий к рифтовым/пририфтовым зонам.

Литература:

1. *Харахинов В.В.*. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. Москва. Научный мир, 2010.

ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕГО ТОАРА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Л.Г. Вакуленко, А.Л. Бейзель, П.А. Ян

ИНГГ СО РАН, Новосибирск, e-mail: VakylenkoLG@ipgg.sbras.ru

На основе изучения кернового материала скважин Южно-Пыжинская-1 и Восток-3 рассмотрены закономерности изменения изотопного состава органического углерода в тогурской и иланской свитах юго-

восточной части Западно-Сибирского бассейна, отвечающих раннетоарскому глобальному бескислородному событию (T-OAE).

В последние годы в рамках событийной стратиграфии активно изучаются признаки проявления ряда одновременных биотических и абиотических событий. Одним из наиболее известных биосферных событий в мезозое является раннетоарский кризис с массовым вымиранием морской биоты и нарушением наземных экосистем. Он связан с обширной эвстатической трансгрессией и океаническим бескислородным событием (T-OAE). Чаще всего последнее объясняется глобальным выбросом изотопно-легкого углерода в атмосферу и гидросферу, что, в свою очередь, приводит к возникновению парникового эффекта, потеплению климата, таянию ледников, формированию стагнационных условий и, соответственно, массовому вымиранию биоты и формированию широко распространенных существенно морских высокоуглеродистых глинистых толщ [2 и др.]. Важную информацию о такого рода событиях несет изотопный состав органического и карбонатного углерода осадочных пород. Биосферный-парниковый сценарий мезозойских аноксических событий характеризуется глобальным масштабом и проявляется в виде однонаправленного негативного сдвига значений $\delta^{13}C_{орг}$ и $\delta^{13}C_{карб}$ [2]. Изучение седиментологических, микропалеонтологических и геохимических свидетельств такого события было выполнено для морских верхнеплинсбах-нижнетоарских отложений, вскрытых на севере Восточной Сибири, в том числе, установлен ярко выраженный негативный экскурс $\delta^{13}C_{орг}$, достигающий 6‰ [3]. Нашей задачей являлось прослеживание указанного экскурса на юго-востоке Западной Сибири, где, вслед за коллективом сибирских исследователей [1], мы связываем формирование нижнетоарских отложений с крупными пресноводными озерами, периодически соединявшимися с морем во время ингрессий. Для этого были выбраны разрезы тогурской и иланской свит, вскрытые скважинами Южно-Пыжинская-1 и Восток-3. В них полностью охарактеризованы керном нижнетоарские, а также подстилающие верхнеплинсбахские и нижняя часть перекрывающих верхнетоарских отложений.

Изотопно-геохимический метод широко применяется при исследовании мезозойских отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Наиболее значительные результаты получены в Томском отделении СНИИГГиМС (С.И. Голышев, Н.Л. Падалко и др.) и в ИНГГ СО РАН (А.Э. Конторович и др.), в том числе, в целом ряде публикаций имеются данные по изотопному составу углерода ОВ китербютского горизонта, которые используются как критерии при реконструкции условий формирования отложений, для определения нефтегенерационного потенциала пород, для установления сингенетичности нефтяных залежей с вмещающими породами и т.д. Однако, эти данные не проанализированы в аспекте рассматриваемого экскурса изотопного состава углерода.

В Южно-Пыжинской скв. 1 (Усть-Тымская впадина) нижнетоарская тогурская свита выделена в интервале 3073-3105 м по материалам ГИС и результатам корреляции разрезов. Она отнесена к глинистому типу разреза китербютского горизонта. Нижняя часть сложена аргиллитами с примесью алевритового материала, а также крупнопесчаного и гравийного кварца, формирующих тонкую пологоволнистую, редко горизонтальную слоистость, близ подошвы нарушенную конседиментационными деформациями, встречаются участки массивной текстуры. Средняя часть свиты представлена пачкой тонкоотмученных, в основном массивных темно-серых аргиллитов, с единичными маломощными прослоями, обогащенными алевритовым материалом. В верхней части вскрыты алеврито-глинистые породы с пологоволнисто-, реже горизонтальнослоистой и массивной текстурами. Большая мощность и довольно однородный состав отложений свидетельствуют о стабильном прогибании этой части бассейна и компенсированном ее заполнении осадками.

Изотопный состав углерода ОВ в алеврито-глинистых породах изменяется по разрезу следующим образом: в верхнеурманской подсвите $\delta^{13}C$ варьирует от -24,2 до -26,3‰, среднее -25,3‰, что соответствует гумусовому типу ОВ. В тогурской свите $\delta^{13}C$ варьирует от -26,5 до -31,0‰, среднее -28,2‰, что соответствует сапропелево-гумусовому, с преобладающей долей сапропелевой органики, сапропелевому и редко проявленному гумусово-сапропелевому типам ОВ. Отрицательный экскурс $\delta^{13}C$, достигающий 4,5‰, выражен не очень четко, нижняя ветвь его наклонная, отвечающая постепенному «облегчению» углерода. Он приурочен к интервалу тонкоотмученных массивных аргиллитов средней части свиты.

В Приенисейской части Западной Сибири аналогом тогурской является иланская свита, вскрытая в интервале 3221-3262 м, и полностью охарактеризованная керном в скв. Восток-3. Стратиграфический объем свиты подтвержден результатами палинологических исследований, выполненных А.А. Горячевой. Спорово-пыльцевые комплексы - континентального облика, встречены остатки раковин пресноводных ракообразных. Свита представлена чередованием пачек зеленовато-серых, темно-серых, серых аргиллитов, алевро-аргиллитов, пачек с ритмичным переслаиванием алевролитов и аргиллитов, и относительно маломощных пачек алевролита крупнозернистого и алевропесчаника. Аргиллиты тонкоотмученные и с различной примесью алевритового материала массивные, реже линзовидно- и горизонтальнослоистые формировались в более глубоководных центральных частях озера. В более мелководных участках формировались интервалы разреза с характерным для озерных обстановок ритмичным горизонтальным и волнистолинзовидным переслаиванием алевролитов и аргиллитов. Слоистость нарушена конседиментационными смятиями, реже внедрениями, размывами и следами биотурбации. В

глинистых отложениях встречаются углистые участки, с остатками корневой системы растений, что свидетельствует о периодическом заболачивании территории. В близбереговую зону озера впадающими реками приносился песчано-алевритовый материал, формировавший грубозернистые пачки с эрозионными подошвами и разнообразной косой и волнистой слоистостью.

Изотопный состав углерода ОВ в подстилающей урманской свите по среднему значению незначительно отличается от такового в иланской: соответственно -25,3 и 26,0‰. В урманской свите $\delta^{13}C$ варьирует от -24,2 до -26,3‰, среднее -25,3‰, что соответствует гумусовому и редко проявленному гумусово-сапропелевому, с преобладающей долей гумусового, типам ОВ. В иланской свите $\delta^{13}C$ варьирует от -23,8 до -30,7‰, среднее -26,0‰, что соответствует гумусовому, редко проявленному гумусово-сапропелевому и сапропелевому типам ОВ. Отрицательный экскурс $\delta^{13}C$, достигающий 5-6‰, довольно четко выражен в нижней части разреза в тонкоотмученных массивных аргиллитах.

Таким образом, по результатам изотопных исследований устанавливается нестабильность условий осадконакопления в раннем тоаре на юго-востоке Западной Сибири, причем в районе расположения Южно-Пыжинской скв. 1, возможно, существовал морской залив, периодически сменявшийся обстановками переходного типа, а в районе скв. Восток-3 преобладали континентальные (озерные) обстановки с редкими ингрессиями моря. Негативный экскурс $\delta^{13}C$, хотя и менее ярко, прослеживается и в неморских отложениях юго-востока Западной Сибири, что вполне ожидаемо с позиции сценария глобального биосферного-парникового раннетоарского события.

Литература:

1. *Конторович А.Э., Данилова В.П., Егорова Л.И. и др.* Геолого-геохимические критерии прогноза нефтегазоносности нижнеюрских аллювиально-озерных отложений Западно-Сибирского бассейна // Докл. РАН. - 1998. Т. 358.- №6. - С.799-802.

2. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Соотношения изотопов углерода в стратисфере и биосфере: четыре сценария // Биосфера. – 2010. - Т. 2. - №2. - С. 231-246.

3. *Suan G., Nikitenko B.L. et al.* Polar record of Early Jurassic massive carbon injection // Earth and Planetary Science Letters. – 2011. - V. 312. - Pp. 102-113.

ЮГО-ВОСТОК СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА. АЛДАНО-МАЙСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН: ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ, НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

В.Г. Варнавский

ИТиГ ДВО РАН, Хабаровск, e-mail: karpova@itig.as.khb.ru

В данной работе на основе сравнительного анализа материалов геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000 южной части Алдано-Майского осадочного бассейна (АМОБ) (в пределах листа 0-53, частично 0-52), разнотипных тематических исследований, личных наблюдений автором выделяются три основных этапа седиментогенной эволюции: раннерифейский (уянско-учурский) рифтогенный, средне-позднерифейский (керпыльско-лахандинско-уйский) рифтогенно-депрессионный, депрессионный и венд-кембрийский депрессионно-плитный, плитный, разделенные аимчанской и предвендской инверсиями (не исключено разделение этапов эволюции на подэтапы). В нефтегазоносном отношении перспективны осадочные комплексы средне-позднерифейского и венд-кембрийского этапов эволюции АМОБ.

Чехол южной части Алдано-Майского осадочного бассейна (АМОБ) (рис. 1) представлен широким спектром литофаций морского мелководья (шельфа) и сопредельных низменных равнин суши, предгорий.

Ранний рифей (уянская, учурская серии) характеризуется преимуществом терригенных литофаций: склоновых прибортовых зон рифтограбенов (осыпей у подножия склонов, конусов выноса, водоемов у подножия склонов); приморской низменной равнины с локальными пресными и засоленными водоемами (песчаники разной зернистости, нередко с галькой и линзами конгломератов, песчаники глинистые, известковистые, доломитистые с линзами и прослоями доломитов, изредка, известняков) (рис. 2) [1-6].

Средний рифей на этапе Аимчанской серии характеризуется практически повсеместной инверсией, существенно изменившей ландшафтную ситуацию в регионе. Литофации талынской и светлинской свит (известняки, известковистые песчаники с линзами известняков, аргиллитов) известны на ограниченной площади южной части Юдомо-Майского авлакогена (рис. 1, лист 0-53-XXIV).

В последующей седиментогенной истории среднего рифея формируются преимущественно мелководно-морские с глауконитом аргиллитовые (омнинская свита) и обильно насыщенные битумоидами, содержащие слои горючих сланцев известняковые и доломитовые малгинской и ципандинской свит литофации (рис. 2) [1-6, 8].

В позднем рифее складывается обстановка мелководно-морского осадконакопления с неоднократной сменой преимущественно глинистого комплекса кумахинской, нельканской, усть-кирбинской свит, существенно песчаным кандыкской свиты и джабатымской толщи, карбонатным известняково-доломитовым мильконской, игниканской свит (рис. 2).

После длительной инверсии и перерыва в осадконакоплении на рубеже рифея и венда круто изменилась седиментогенная обстановка.

Вендский период характеризуется ярко выраженной трансгрессией с продвижением морского режима на запад и юго-запад с охватом даже юго-западных участков Учурской структурно-фациальной зоны. Широко развиты доломитовые литофации с прослоями и линзами песчаников, изредка конгломератов в аимской, известняков – в усть-юдомской свитах (рис. 2).

В кембрии в течение эволюции всех его стратиграфических последовательностей господствовал морской режим с преимущественным накоплением разнотипных известняков с прослоями доломитов, мергелей, изредка песчаников. Практически весь разрез кембрия битуминозен, особенно пестроцветной и инниканской свит (рис. 2).

Заключение

В истории рифей-венд-кембрийской эволюции АМОБ выделяются три седиментогенных этапа: раннерифейский (уянско-учурский) рифтогенный, средне-позднерифейский (керпыльско-лахандинско-уйский) рифтогенно-депрессионный, депрессионный и венд-кембрийский депрессионно-плитный, плитный, разделенные аимчанской и предвендской инверсиями. Не исключено выделение в каждом этапе эволюции АМОБ подэтапов: уянский, учурский, керпыльский, лахандинский, уйский, вендский, кембрийский.

Перспективны на открытие месторождений нефти и газа литокомплексы керпыльской, лахандинской серий рифея, венда и кембрия.

Литература:

1. *Бутенко Б.П., Варнавский В.Г.* Условия формирования осадочного чехла юго-восточной части Сибирской платформы и перспективы его нефтегазоносности // Вопросы геологии осадочных формаций юга Дальнего Востока. Владивосток: Приморский полигр. комб., 1973. С. 20-35.

2. *Варнавский В.Г., Кузнецов В.Е.* Область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона: геолого-структурное положение, районирование // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 5. С. 67-79.

3. *Варнавский В.Г.* Алдано-Майский осадочный бассейн (Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): литостратиграфия докембрия, кембрия // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 2. С. 82-102.

4. *Гурьянов В.А.* Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 л.

5. *Нужнов С.В.* Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 175 с.

6. *Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский Гипостратотип рифея. М.: Недра. 1983. 223 с. (тр. ГИН АН СССР Вып. 367) 234 с.

7. *Шпунт Б.Ф.* Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы (тектоно-формационный анализ). Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 140 с.

8. *Ярмолюк В.А., Варнавский В.Г.* Перспективы нефтегазоносности Аяно-Майского района Хабаровского края // Советская геология. 1964. № 6. С. 23-31.

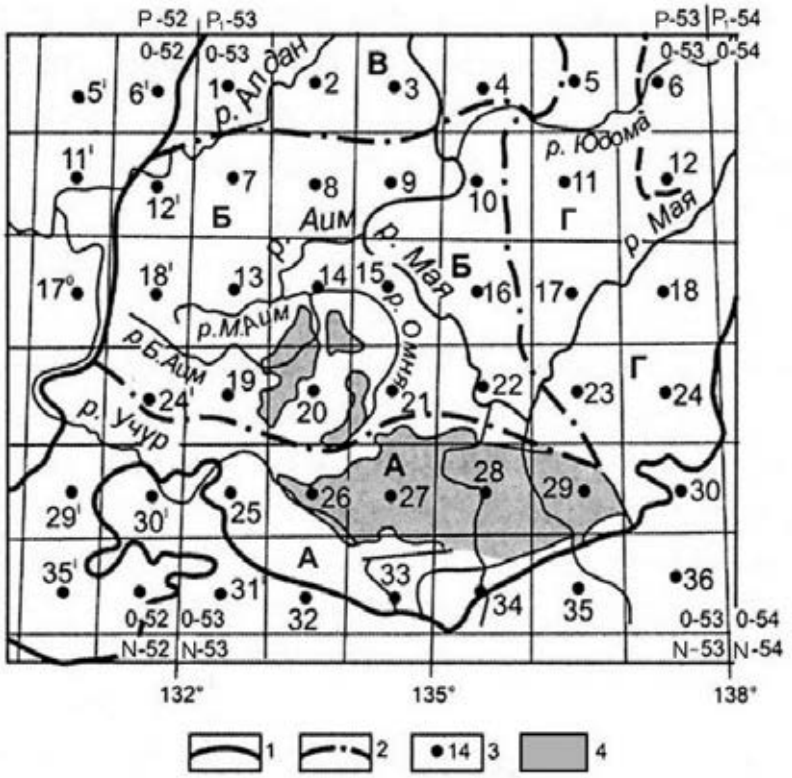


Рисунок 1 - Схема разграфки листов государственных геологических карт масштаба 1:200 000 серий листов 0-52 и 0-53 рассматриваемой территории: 1 – граница АМОБ; 2 – граница структурно-фациальных зон (СФЗ): А – Учурская, Б – Майская, В – Усть-Майская, Г – Кыллахская Южная Юдомо-Майского авлакогена; 3 – местонахождение центральной части листов государственных геологических карт, (арабские цифры на схеме соответствуют римским цифрам номеров листов карт); 4 – выходы пород складчатого основания

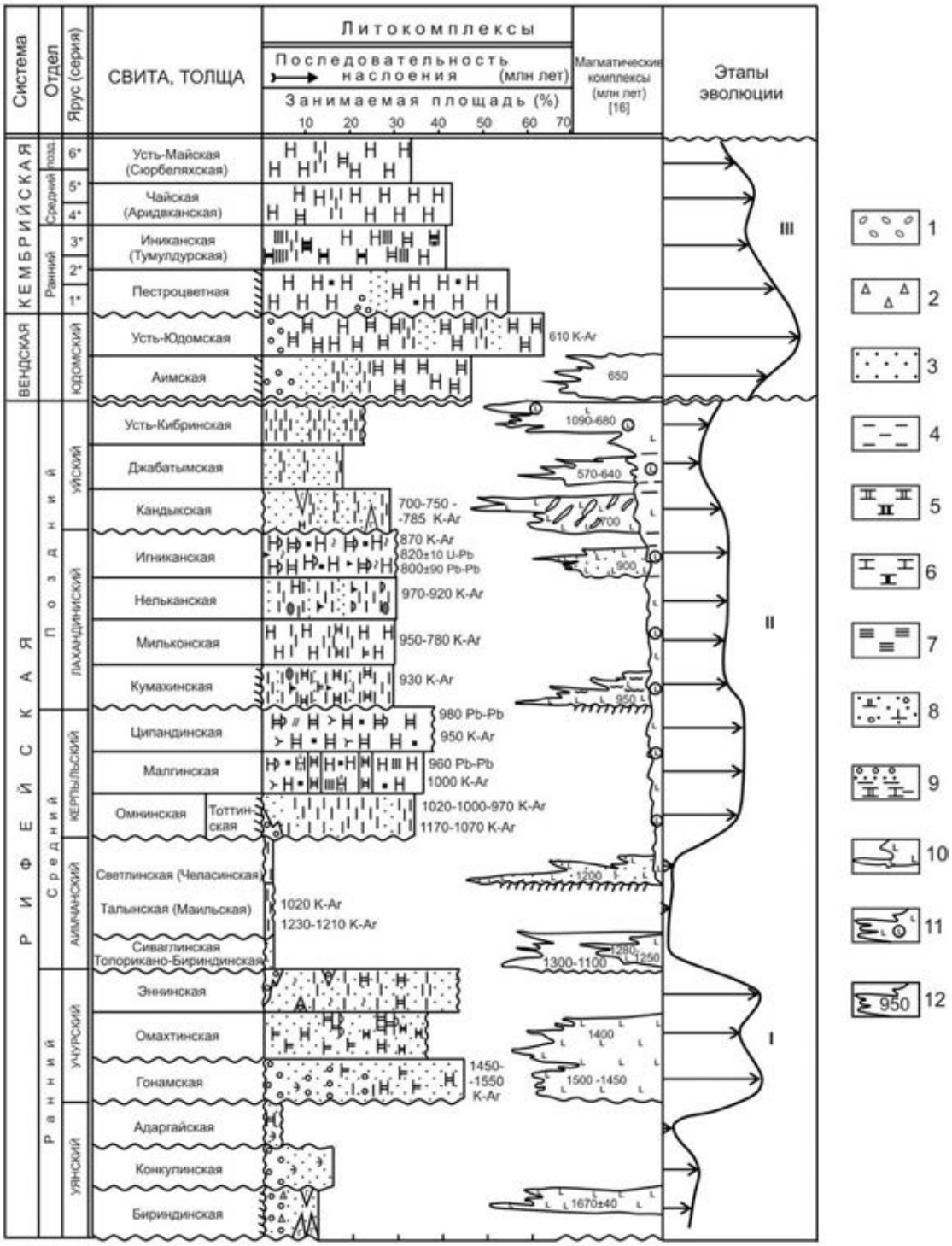


Рисунок 2 - Схема седиментогенной последовательности рифей-венд-кембрийских литокомплексов Учурской, Майской, Кыллахской Южной СФЗ; этапов седиментогенной эволюции АМОБ.

* Ярус: 1 – томмотский-атдабанский; 2 – ботомский; 3 – тойонский; 4 – амгинский; 5 – майский; 6 – аюсокканский-аксайский. Литокомплексы: 1 – гравелито-конгломератовый; 2 – дресвяно-брекчиевый; 3 – песчаниковый; 4 – алеврито-аргиллитовый; 5 – доломитовый (а), доломитовый битуминозный (б); 6 – известняковый (а), известняковый битуминозный (б); 7 – сланец битуминозный; 8 – песчаниковый доломитистый, известковистый с галькой; 9 – переслаивание конгломератов, песчаников, аргиллито-алевролитов, доломиов, глинистых известняков; 10 – вулканиты среднего-основного состава; 11 – ксенолиты вулканитов среднего-основного состава; 12 – изотопный возраст вулканитов

РОЛЬ АМУРСКОГО РЕЧНОГО БАССЕЙНА В ФОРМИРОВАНИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСНЫХ БАССЕЙНОВ ЮГА ВОСТОКА РОССИИ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

В.Г. Варнавский

ИТиГ ДВО РАН, Хабаровск, e-mail: karpova@itig.as.khb.ru

В данной работе сравнительным анализом многочисленных литолого-палеогеографических, литолого-фациальных построений показана этапность формирования конструктивными реками Амурского речного бассейна осадочных комплексов нефтегазоносносных и угленосных структур северо-востока Китая, а также сопредельного шельфа Татарского пролива и Северного Сахалина, оценен их углеводородный, угольный потенциал.

Формирование чехла осадочных структур региона **осуществлялось** конструктивными реками Амурского речного бассейна (р.р. Шилка, Аргунь, Амур, Зея, Селемджа, Бурея, Нэньцзян, Сунгари, Уссури, Амгунь) и их многочисленными притоками **этапно, в соответствии** с возникающей в регионе в ходе геологической истории **ландшафтной палеогеографической зональностью** (рис. 1, 2).

На этапе **позднего триаса-юры, раннего мела**: рр. Шилка, Аргунь, Амур формируют чехол Верхнеамурского прогиба и Ушумунской впадины; р. Зея участвует в заполнении Верхнезейской впадины; р. Селемджа с притоками, формируют юрский и раннемеловой чехол Зее-Буреинской впадины [1, 2, 6].

В **раннем-позднем мелу:** в результате инверсии (в первой половине раннего мела) в зоне хр. Тукурингра и Джагды и закрытия Верхнеамурского прогиба Амур «перебрасывается» на юг – в зону современного русла р. Нэньцзян и в течение мела (начиная с апт-альба, а возможно, готерив-баррема) участвует совместно с водотоками Зее-Буреинской впадины (р.р. Селемджа, Зея и др.) в формировании дельтового комплекса на севере впадины Сунляо [6, 7].

В **палеоген-неогене** – в связи с поднятием хр. Малый Хинган (на рубеже мела-палеогена) Амур, развернувшись в зону своего современного русла участвовал в формировании кайнозойского чехла Ушумунской впадины и вместе с р. Зея и Селемджинской группой рек Зее-Буреинской впадины – кайнозойского чехла последней [3, 4, 5, 7].

В **позднем плиоцен-квартере, квартере**: р. Амур, вобрав в себя потоки рек Зеи и Селемджинской группы и «пропилив» хребты М. Хинган, Сутарский, Помпеевский, «вошел» в зону Среднеамурской впадины и, вобрав в себя воды р. Сунгари, Уссури и др.

сформировал современный облик АРБ и соответствующего возраста осадочные структуры среднего и нижнего Приамурья [3, 4, 5, 7].

Заключение

Роль АРБ в геологической истории восточной окраины континента уникальна. Он ответствен за формирование угленосных и нефтегазоносных бассейнов юго-востока России и северо-востока Китая. В его пределах на территории России известны Верхнеамурский и Буреинский каменноугольные, Амуро-Зейский, Санцзян-Среднеамурский, Бикино-Уссурийский буроугольные и перспективно нефтегазоносные бассейны. Общие геологические ресурсы каменных и бурых углей в них составляют более 100 млрд т. На территории Китая только разведанные запасы каменных и бурых углей площади АРБ составляют 92 млрд т (рис. 2). Существен и нефтегазовый потенциал территории АРБ. На территории России его еще предстоит оценить. Ориентировочно он оценивается в размере около 1 млрд т у. т. На территории КНР нефтегазоносный бассейн Сунляо является в настоящее время одним из основных поставщиков нефти и газа в бурно развивающуюся экономику Китая.

В копилку заслуг АРБ в формировании нефтегазовых ресурсов следует отнести потенциал Северного Сахалина и сопредельных с ним шельфов Татарского пролива. В сформированных им дельтовых комплексах этого региона известны мощные залежи углеводородов (рис. 2).

Литература:

1. Палеогеогафия СССР // Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3 (триасовый, юрский и меловой периоды). Гл. редактор А.П. Виноградов. М.: Наука, 1975. 197 с.

2. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР // Палеогеография СССР. Т. 3. Триасовый, юрский и меловой периоды. М.: Недра, 1975. 14 л.

3. *Бельтенев Е.Б., Варнавский В.Г.* Палеогеографические условия развития Хабаровского края и Амурской области в палеогене и неогене // Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. С. 17-27.

4. *Варнавский В.Г.* Геология и полезные ископаемые кайнозойских осадочных бассейнов юга материковой части Дальнего Востока // Диссерт. на соиск. уч. ст. д.г.-м.н. Хабаровск. 1981 г. 527 с.

5. *Варнавский В.Г.* Корреляция геологических событий. М.: Наука, 1985. 141 с.

6. *Варнавский В.Г.* Сравнительный событийный анализ эволюции Зее-Буреинской и Сунляо впадин // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Региональная геология. Хабаровск: Изд-во Магеллан, 1999. С. 15-20.

7. *Dong Q, Wang S., Ziu Zh., Li Liu.* Evolution and sea-Level change of Songliao Basin. Geology Press Beijing. 1994. 157 p.

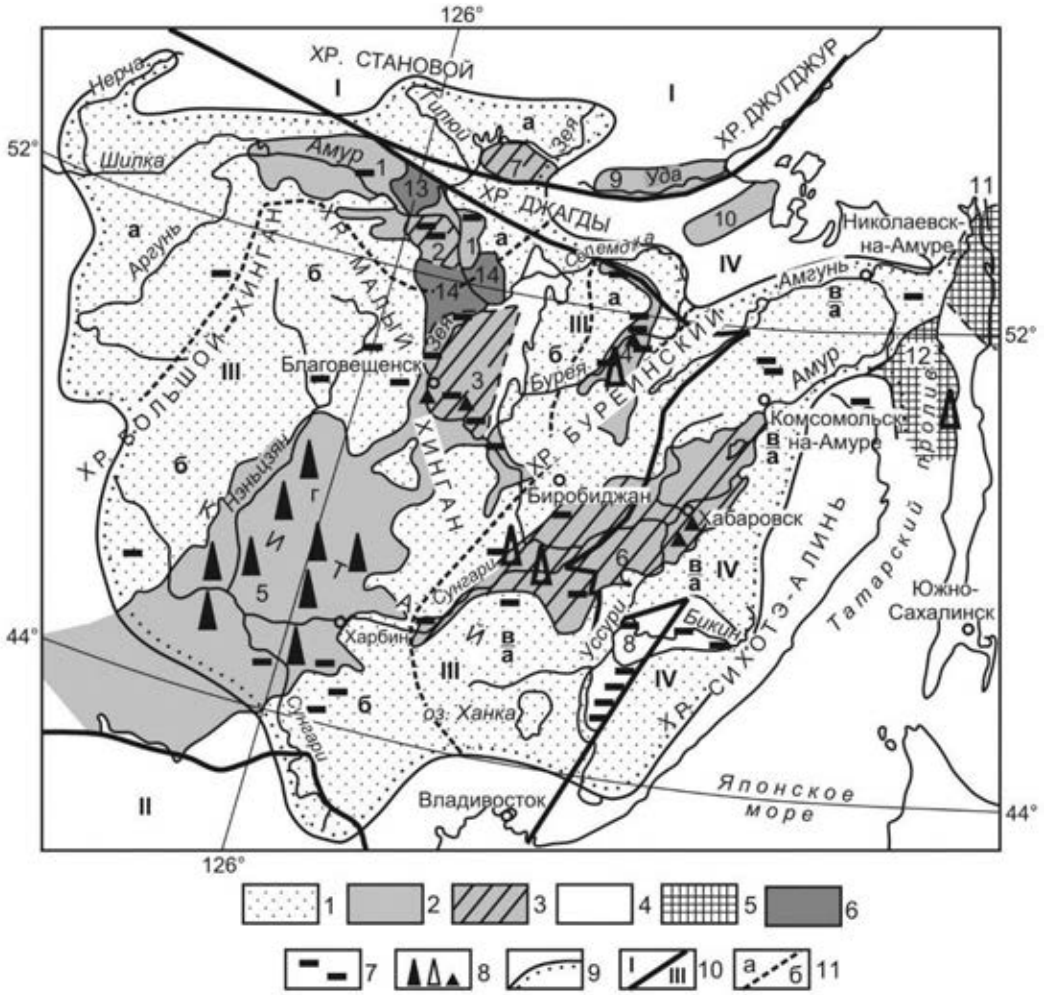


Рисунок 1 – Схема расположения речной системы бассейна р. Амур и геологических осадочных структур в его пределах: 1 – бассейн р. Амур; 2-4 – осадочные структуры: существенно мезозойские (2); мезозойско-кайнозойские (3); существенно кайнозойские (4); положение их на схеме (арабские цифры): 1 – Верхнеамурский прогиб, 2 – Ушумунская впадина, 3 – Зее-Буреинская впадина, 4 – Буреинский прогиб, 5 – впадина Сунляо, 6 – Саньцзян-Среднеамурская впадина, 7 – Верхнезейская впадина, 8 – область Бикино-Уссурийских впадин, 9-10 – прогибы: Удский (9), Торомский (10); 5 – палеодельты р. пра-Уссури: 11 – Северо-Сахалинская; 12 – Татарского пролива; 6 – выступы фундамента в зоне осадочных структур: Гонжинский (13), Амуро-Мамынский (14); 7 – угольные месторождения; 8 – нефтяные, газовые месторождения, проявления; 9 – граница бассейна р. Амур; 10 – граница мегаструктур: **I** – Северо-Азиатский кратон, **II** – Северо-Китайский кратон, **III, IV** – Орогенные пояса: Центрально-Азиатский (**III**), Тихоокеанский (**IV**); 11 – граница ландшафтных, литолого-палеогеографических зон: а – Верхне-Нижнеамурская мезозойская, б – Сунляо-Зее-Буреинская мезозойско-кайнозойская, в – Приморско-Средне-Нижнеамурская кайнозойская

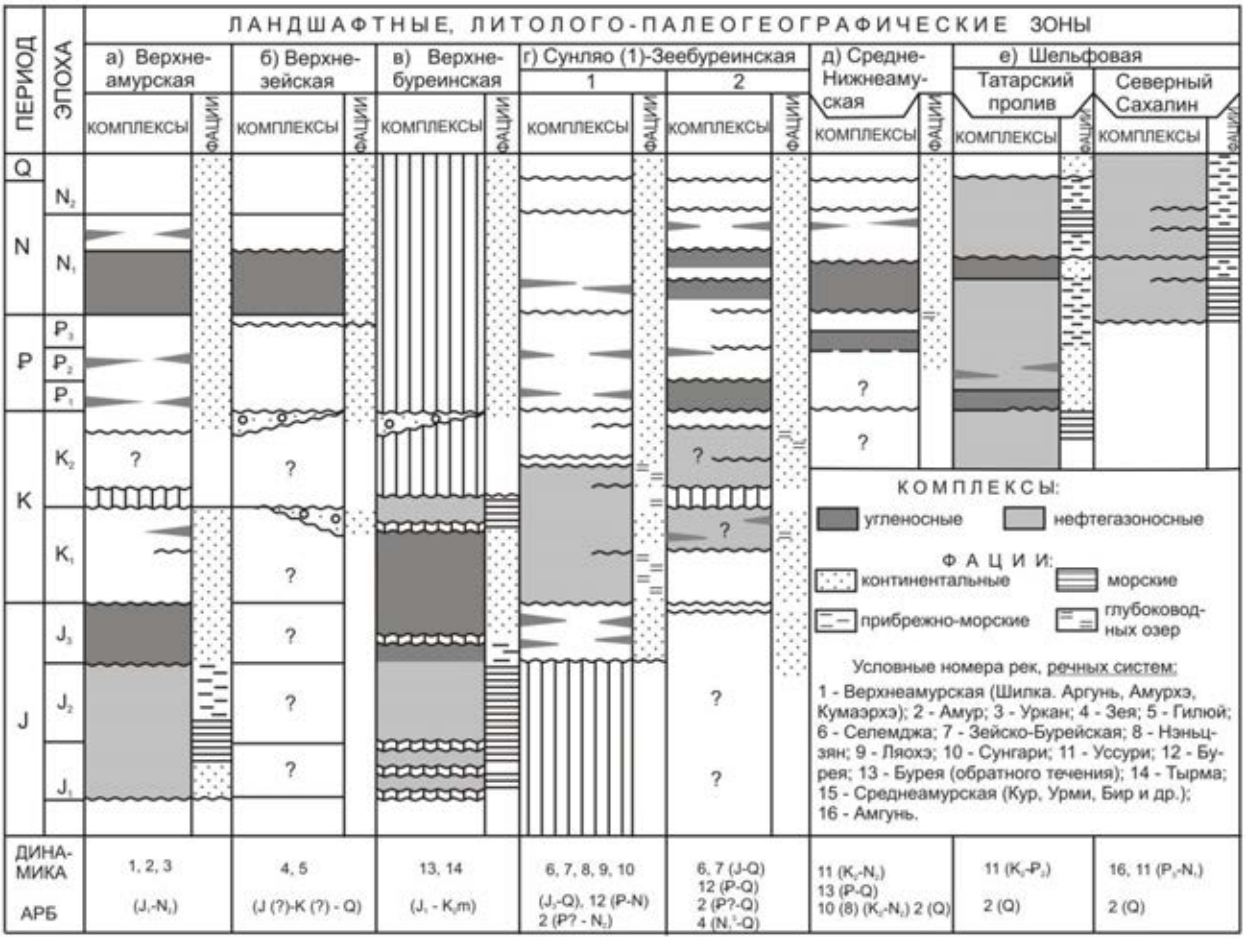


Рисунок 2 - Схема размещения угленосных и нефтегазоносных комплексов в разрезе чехлов осадочных структур территории речной системы бассейна р. Амур

ВЕРХНЕФРАНСКИЕ РИФЫ ВАХИТОВСКОГО ТИПА (ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ): ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ

А.П. Вилесов

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, e-mail: apvilesov@rosneft.ru

Вахитовские рифы позднефранского возраста выделяются по целому комплексу признаков. Наиболее значимыми особенностями этих органогенных построек являются: 1) образование на мендымской глинисто-терригенной террасе; 2) развитие на протяжении воронежского, евлановского и ливенского времени; 3) преобладание строматопор и кораллов в воронежской части рифов; 4) ведущая роль микробиолитов в евланово-ливенской части разреза.

В Оренбургской области одиночные позднефранские рифы представлены постройками различного типа, со специфичной геологической историей, обусловленной их положением в бассейне осадконакопления. По данным бурения и сейсморазведки выделено три палеогеоморфологических зоны развития разнотиповых франских одиночных рифов [1]:

1) смешанная терригенно-карбонатная платформа рампового типа, расположенная к западу от Соль-Илецкой островной палеосуши, с кораллово-строматопоровыми рифами мендымско-воронежского возраста (Рыбкинский тип); 2) предбортовые участки небольших (мозаичных) карбонатных платформ, в северном обрамлении Соль-Илецкого выступа с одиночными воронежско-ливенскими микробиально-кораллово-строматопоровыми рифами (Вахитовский тип); 3) внутришельфовая Муханово-Ероховская впадина Камско-Кинельской системы с одиночными микробиально-гидрактиноидными рифами воронежско-ливенского возраста (Пешковский тип).

Седиментологический анализ материалов бурения на Кичкасском и Алисовском лицензионных участках (ЛУ) позволяет выполнить реконструкцию истории формирования верхнефранской нефтегазоносной толщи, включающей рифовые постройки Вахитовского типа.

В мендымское время, в условиях глобального снижения относительного уровня моря (ОУМ) [4], на Кичкасском и Алисовском ЛУ происходит формирование мощной терригенно-глинистой проградирующей террасы (толща Дкт3). Терригенно-глинистый материал приносился с Соль-Илецкой островной суши. По керну в глинистых алевролитах определен детрит наземных растений и остатки эвригалинных организмов (лингулиды, двустворки, рыбы), свидетельствующие об условиях пониженной солености. Толщина мендымского терригенно-глинистого проградирующего комплекса закономерно сокращается с юго-востока на северо-запад от 100 до 10-15 м. Показательно, что пачка таких пород отсутствует к западу от Соль-Илецкого выступа, что позволяет предположить направленный снос терригенно-глинистого материала с Соль-Илецкой суши в северном направлении и продельтовый генезис мендымской толщи на Алисовском ЛУ.

В ранневоронежское время, в условиях глобального повышения ОУМ, на цоколе мендымской терригенно-глинистой террасы началось формирование небольшой Алисовской карбонатной платформы (КП), обрамляющей островную Соль-Илецкую сушу с северо-запада. По материалам сейсморазведки 3Д эта карбонатная платформа вытянута с ЮЮЗ на ССВ. В краевой северной зоне платформы толщина карбонатов (воронежско-ливенского возраста) превышает 150-170 м (до 200 м). К югу, по направлению к Соль-Илецкой суше, толщина карбонатной платформы постепенно сокращается. Ширина участков платформы с общей толщиной от 60 м и более достигает 10-12 км. Краевая часть КП, по-видимому, осложнена барьерными органогенными постройками, которые в структурном плане проявляются в виде поднятий (Алисовское, Южно-Вахитовское). К юго-западу от Алисовской КП выделяется Таращанская мозаичная КП.

По северному обрамлению Алисовской КП, в депрессионной зоне внутришельфовой впадины, формируются одиночные рифы-пинаклы: Вахитовский, Новомилашкинский и др. Они также располагаются на цоколе мендымской террасы. Ширина одиночных воронежских построек изменяется от 300 до 1500 м, высота воронежской части достигает 130-170 м, а общая высота (воронежские, евлановские и ливенские отложения) – 185-220 м.

Основными рифостроителями в рифах Вахитовского типа являются строматопоры, кораллы и кальцимикробы/водоросли. Строматопоры представлены разнообразными морфологическими формами: массивными, пластинчатыми, комбинированными пластинчато-массивными, ветвистыми. Кораллы включают четырехлучевые колониальные и одиночные формы, различные группы табулят. Известковые водоросли (преимущественно цианеи) встречаются в виде различных обрастаний по скелетам строматопор, а так же формируют автомикритовое заполнение части межскелетных промежутков. На стадии роста в воронежское время в теле рифа формировались разнообразные генетические формы пустот – внутрискелетные поры, межскелетные органогенные полости, межформенные поры по биокластовому заполнению межскелетных промежутков.

В конце воронежского времени в условиях глобального эвстатического снижения ОУМ Вахитовские рифы были подвержены воздействию поверхностного и подповерхностного карста. По различным оценкам падение уровня моря в конце воронежского времени на востоке Русской плиты могло достигать 40 м [3; и др.]. Эпидиагенетические преобразования в рифах вахитовского типа протекали по сценарию, сходному с историей развития Рыбкинских построек [1]. В теле рифов формируется трехуровневая гидродинамическая система, включающая сверху вниз вадозную метеорную зону, фреатическую метеорную зону и фреатическую морскую зону. Общая толщина линзы метеорных вод (вадозная + фреатическая зоны) достигала в центральной части построек 60-70 м. На границе смешения пресных и морских поровых вод происходило замещение известняков вторичными доломитами (доломитизация по модели смешения [6]). По керну переход к вторичным доломитам зоны смешения зафиксирован в скважине, вскрывшей Новомилашкинский риф.

Гипергенные и эпигенетические преобразования пород Вахитовских рифов на этапе снижения ОУМ привели к формированию горизонтальных систем каверн и полостей, появлению вторичных доломитов с межкристаллической пористостью, образованию зон с межформенными порами, кавернами и полостями по участкам рассеянной вертикальной фильтрации пресных вод.

Алисовская КП во время поздневоронежско-раннеевлановского низкого стояния ОУМ играла роль барьера, препятствующего поступлению в Мухано-Ероховскую

внутришельфовую впадину терригенного материала с Соль-Илецкой суши и перекрытию воронежских одиночных рифов терригенно-глинистыми осадками. Это существенное отличие области развития Вахитовских рифов от области развития Рыбкинских. В евлановское время на Рыбкинском и Волостновском ЛУ рифостроение, подавленное терригенно-глинистой взвесью, не возобновилось. В то же время на Алисовском и Кичкасском ЛУ евлановское повышение ОУМ привело к возобновлению рифостроения.

Существенной особенностью известняков евлановско-ливенского возраста Вахитовских рифов является выход на ведущие позиции породообразователей кальцимикробов и значительное сокращение породообразующей роли и морфологического разнообразия строматопор и кораллов. Смена главных породообразующих организмов обусловлена позднефранским кризисом в морских тропических экосистемах [5]. Цианобактерии в евлановско-ливенских «шапках» вахитовских рифов представлены родами *Renalcis, Rothpletzella, Epyphiton, Girvanella*. Как следствие, породы ливенско-евлановской части Вахитовских рифов имеют гораздо более низкое содержание первичных пустот и характеризуются значительным увеличением доли автомикритовых цементов. По керну фиксируется развитие нептунических даек, что свидетельствует о расширении органогенной части рифа в процессе роста.

В начале ливенского времени при очередном значительном снижении ОУМ и, вероятно, активизации воздымания Соль-Илецкого свода, через Алисовскую КП начинается поступление глинисто-терригенного материала: формируется нижняя часть Вахитовского дельтового конуса выноса колганской толщи [2]. Последующая ливенская трансгрессия восстанавливает карбонатонакопление на Алисовской платформе и одиночных рифах. Глобальное эвстатическое снижение ОУМ на рубеже франского и фаменского веков проявляется в возобновлении интенсивного поступления терригенного материала с Соль-Илецкой суши. Огромная глинисто-терригенная линза дельтового конуса выноса наращивает склон Алисовской КП [2].

В Вахитовских рифах в позднеливенско-волгоградское время возобновляются процессы поверхностного карста. Привносимый в дельтовую систему терригенный и глинистый материал вмывается в тела рифов по системе карстовых трещин и полостей. В нептунических дайках рифов по керну обнаружен кварцевый песчаный и алевритовый материал в карбонатно-глинистом цементе. Каверны и полости часто заполнены глиной. Этот негативный фактор формирования Вахитовских рифовых резервуаров снижает емкостной потенциал карстовых пустот.

В раннефаменское время Вахитовские рифы, Алисовская КП и осадки дельтового комплекса перекрываются глинисто-карбонатными осадками частично изолированного

шельфа. Эти породы характеризуются обедненным составом остатков бентосных организмов; преобладающим типом зерен в известняках являются пелоиды и сферы. Развиты характерные для лагунных осадков текстуры компакции (желваковая слоистость, стилолитизация). Эта пачка пород формирует флюидоупор над Вахитовскими рифовыми резервуарами. Учитывая преобладающий карбонатный состав пород флюидоупора, можно прогнозировать, что в резервуарах одиночных рифов Вахитовского типа невозможно формирование высокоамплитудных залежей углеводородов.

Литература:

1. *Вилесов А.П., Немирович Т.Г., Лашманова А.А.* Франские одиночные рифы Оренбургской области и перспективы их нефтегазоносности // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Мат-лы VII Всеросс. литологического совещания. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т.1. С. 158-163.

2. *Никитин Ю.И., Рихтер О.В., Махмудова Р.Х., Вилесов А.П.* Новые данные о геологическом строении верхнедевонских отложений на юге Оренбургской области // Недра Поволжья и Прикаспия, 2012. Вып. 72. С. 3-6.

3. *Чувашов Б.И.* История развития и биономическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М.: Наука, 1968. 130 с.

4. *Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M.* The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syneclise (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics, 1996. Vol. 268. Issues 1-4. P. 149-168.

5. *Copper P.* Reef development at the Frasnian/Famennian mass extinction boundary // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2002. Vol. 181. P. 27-65.

6. *Warren J.* Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations // Earth-Science Reviews, 2000. Vol. 52. P. 1–81.

ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ ТУРНЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ УНЬВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕРМСКОГО КРАЯ

Л.А.Вилесова, Е.С.Вовченко

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в г. Перми, e-mail: Ljubov.Vilesova@pnn.lukoil.com

Сложное строение турнейской толщи и неоднозначное картирование ее кровли приводит к ошибкам выделения объектов разработки и тем самым к неэффективной работе эксплуатационных скважин. Объектом исследований выбрана турнейская толща Уньвинского месторождения. В данной работе рассмотрено региональное строение турнейской толщи, проанализированы данные ГИС по Соликамской депрессии, составлены карты мощностей пласта Т, проведено сравнение карт отражающего горизонта IIп со стратиграфической кровлей турнейского яруса. В основу исследований положены имеющиеся геологические и промыслово-геофизические материалы, а также данные по испытанию эксплуатационных скважин. При

корреляции использованы заключения о возрасте пород по фауне из керна разведочных скважин на Уньвинской и Тунеговской площадях.

В основе любой номенклатуры или классификации должен лежать единый принцип. Термин «пласт» понимается, как самостоятельный объект разработки и главным признаком его выделения должен быть стратиграфический, что генетически верно для обоснования его во всем регионе. Объектом нашего исследования является неоднородность турнейской толщи Уньвинского месторождения. Месторождение находится в Усольском районе Пермского края, северо-восточнее г. Перми. Тектонически приурочено к одноименному поднятию в южной части Соликамской депрессии Предуральского прогиба [2].

Начало ***позднего турне*** (черепетско-косьвинское время) характеризуется трансгрессивно-регрессивным циклом осадконакопления. Верхняя же часть толщи формировалась уже в мелководных условиях. Сокращалась глубоководная часть бассейна и последовательно расширялась *мелководно-шельфовая* зона с присущими ей отложениями окраинного моря с терригенно-карбонатной седиментацией. Толщина - до 40 м, постепенно уменьшается на запад до полного отсутствия отложений [1].

В связи со сложным геологическим строением возникают проблемы при корреляции турнейской толщи, реперы по данным ГИС не всегда соответствуют стратиграфической границе турнейского яруса. В классическом понимании кровля отложений выделяется по высоким показаниям НГК и низким ГК, что соответствует появлению карбонатных пород в разрезе и соотносится с отражающим горизонтом $II^{П}$, но здесь встречается терригенная пачка, относимая разными исследователями к различным стратиграфическим интервалам.

При корреляции незнание условий образования турнейских отложений приводит к отнесению верхов турнейского пласта к малиновскому, либо, вообще, к бобриковскому. Так в скв. 491 Уньвинского месторождения часть продуктивного пласта Т прокоррелирована как не поставленный на баланс пласт Мл, добыча отнесена к пласту Бб.

Отражающий горизонт $II^{П}$**,** связанный с поверхностью карбонатных отложений турнейского яруса в полной мере не отражает стратиграфической приуроченности кровли турне. В пределах площади исследований наблюдаются участки аномальной записи с прогибанием осей синфазности ниже ОГ $II^{П}$, проинтерпретированные как зоны развития карстовых процессов в отложениях франско-турнейского возраста.

На картах абсолютных амплитуд, рассчитанных в интервале ОГ III-$II^{П}$, рифовые структуры оконтуриваются низкими значениями амплитуд в пределах рифа выделяются зоны пониженных и повышенных значений, что свидетельствует о литологическом изменении строения верхнедевонско-турнейских отложений [3].

Нами выявлена закономерность распространения скважин с терригенной пачкой в турнейских отложениях. На всех структурных планах Уньвинского месторождения выделяется наиболее возвышенный в рельефе узкий гребень в западной части поднятия. Западное крыло крутое, восточное более пологое, представляет собой наклонную на восток равнину, прорезанную узкими каналами, вытянутыми с запада на восток.

Аномальным является разрез скв.118. Здесь на фаменских известняках залегают терригенно-карбонатные породы, представленные песчаниками по данным описания керна и фаунистическим определениям, отнесенные к заволжскому надгоризонту фаменского яруса. Разбираясь в формировании данного объекта, можно сказать, что гидродинамика водных потоков была достаточно мощная, что позволило переотложиться материалу размыва вмещающих пород. В скв.118 и 451 толщины турнейских отложений составили 24.6 м и 32 м. Эти пониженные в рельефе участки представляют собой каналы продвижения морских вод с северо-запада на юго-восток.

Риф состоит из твердого волноустойчивого каркаса (рифового гребня), построенного из органических известковых скелетов. Рифовый гребень отделяет мелководье лагун от открытого моря. Лагунные осадки состоят из мелкообломочного детрита - продукта разрушения рифового гребня и мельчайших частиц карбонатного ила.

По мере тектонического погружения во франско-турнейское время происходила, в соответствии с относительным повышением уровня моря, надстройка рифового сооружения.

К концу турнейского времени верхняя поверхность рифа находилась в зоне мелководья, постоянно эродировалась и выполаживалась под действием волн, ее рассекали направленные в сторону моря (с запада на восток) подводные потоки (волновые каналы). Потоки размывали тело рифа, образуя в некоторых местах межрифовые впадины (примером являются разрезы скв.118, 451, 491 и др.). В результате тело рифа имеет сложное строение, разделяется впадинами на несколько локальных поднятий [4]. Изменения в тектоно-седиментационном режиме выразились в полной мере во впадинах. Начинается их компенсация терригенно-карбонатным материалом скв.118.

Некоторые исследователи описывают крупные терригенные тела в составе турнейского яруса и по смежным территориям [5]. Наиболее крупное из подобных тел выявлено в Удмуртии, на западе Можгинского прогиба Камско-Кинельской системы.

Таким образом, геологические процессы сформировали сложный расчлененный рельеф поверхности турне-фаменских толщ.

ВЫВОДЫ:

1. В турнейский век относительное падение уровня моря привело к резкому замедлению или даже приостановке осадконакопления в районах развития позднедевонских

органогенных построек. Карбонаты, которые накапливались в небольшом количестве на поверхности рифов, разрушались под воздействием приливно-отливных процессов.

2. С учетом проведенных ранее геолого-геофизических, стратиграфических и литолого-петрофизических исследований выявлены основные закономерности в условиях осадконакопления и образования коллекторов сложного строения.

3. При детальной корреляции отложений основные трудности возникают при выделении кровли турнейских отложений. Реперы по данным ГИС не всегда соответствуют стратиграфической границе турнейского подсчетного объекта.

4. Прослеживается связь коллекторских свойств со структурным планом. Данные по скважинам, вскрывшим турнейско-фаменские отложения, позволили уточнить геологическое строение турнейско-фаменской залежи Уньвинского поднятия, обосновать узкие межрифовые впадины. С этими впадинами связаны зоны улучшенных емкостных свойств коллекторов и соответственно, увеличенных значений удельных балансовых запасов.

5. При подсчете запасов рассчитывать параметры для карбонатной и для терригенной части турнейского пласта.

Литература:

1. *Сташкова Э.К., Четина И.В.* Модель формирования литолого-фациальной зональности франско-турнейской толщи. Пермский край. ОАО «КамНИИКИГС», г. Пермь – 8 с.
2. *Борисов Б.Ф., Меренкова Н.В.* Геологического строение и пересчет запасов Уньвинского месторождения, «ГИПРОВОСТОКНЕФТЬ», г. Самара, 2002 г.- 128 с.
3. *Ракчеева Л.А.* Детальное изучение геологического строения Уньвинского месторождения с помощью пространственной сейсморазведки 3D, Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть»», г. Перми, 235 с.
4. *Храмцов А.Л.* Отчет по теме 48/94-95: «Совершенствование методов и технологии площадной интерпретации данных ГИС с целью уточнения геологического строения продуктивных отложений» ОАО «Пермнефтегеофизика» «Роснефть» Минтопэнерго РФ. Пермь. Март 1997 г. - 128 с.
5. *Сташкова Э.К., Калабин С.Н.* Перспективы нефтегазоносности турнейской толщи заполнения Камско-Кинельских прогибов в северных районах Пермской области. ОАО НТК Нефтеотдача», 2002 г., 94 с.

ИЗОТОПНАЯ СТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ШУНТАРСКОЙ СВИТЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И U-PB ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОДСТИЛАЮЩИХ И ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ

И.А. Вишневская[1], Е.Ф. Летникова[1], А.И. Прошенкин[1], Н.И. Писарева[1], Н.Г. Солошенко[2]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, e-mail: vishia@igm.nsc.ru

[2]Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Изучены изотопные характеристики карбонатных пород шунтарской свиты тунгусикской серии. Установлено, что отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ изменяется от 0.70550 до 0.70569. Сопоставление с кривой вариаций изотопного состава стронция показало, что эти отложения формировались в рифее в период 840-1020 млн лет назад. С помощью исследования U-Pb изотопной системы обломочных цирконов удалось установить, что породы тасеевской серии накапливались точно в венде.

Проблема возраста докембрийских отложений Енисейского кряжа, несмотря на длительность изучения, является предметом острых дискуссий. Авторы по-разному располагают их в стратиграфической последовательности. Изучение докембрийских осадочных комплексов с применением изотопных методов исследования позволяет более конкретно судить о возрастном интервале их седиментации.

Мощность позднедокембрийских осадочных пород на территории Енисейского кряжа превышает 5 000 м. Они подразделяются на сухопитскую, тунгусикскую, тасеевскую (фациальные аналоги: широкинская и ослянская) серии, которые несогласно залегают на архей-раннепротерозойских образованиях фундамента Сибирской платформы. Ранее нами были изучены изотопные характеристики стронция, углерода и кислорода рифейских карбонатных пород сухопитской и тунгусикской серий в различных структурно-формационных зонах южной части Енисейского кряжа (Каменская зона – разрез в нижнем течении р. Иркинеева и разрез по р. Ангара ниже устья р. Каменка; Глушихинская зона – разрез по р. Енисей выше устья р. Ангара) [Вишневская и др., 2013; Vishnevskaya et al., 2014]. В этой работе мы приведем данные, полученные для карбонатов шунтарской свиты тунгусикской серии.

Разрез шунтарской свиты был изучен в береговых выходах вдоль р. Каменка, в устье р. Енда, где он начинается с пачки темно-серых и черных аргиллитов, чередующихся с плитчатыми глинистыми известняками. Выше эти породы сменяются серыми доломитами, темно-серыми мелкокристаллическими плитчатыми известняками, которые перекрываются чередованием аргиллитов, алевролитов и известковистых песчаников. Венчает разрез свиты

комплекс ритмично чередующихся темно-серых до черных глинистых, алевролитовых и карбонатных высокоуглеродистых пород. Общая мощность шунтарской свиты 1100 м.

В результате изучения некарбонатной примеси рентгенофазовым методом на порошковом дифрактометре ДРОН-3М (ИГМ СО РАН, Новосибирск) было установлено, что кроме кварца, слюды мусковитового типа 2М1 и каолинита, присутствует примесь плагиоклаза, пирита, калиевого полевого шпата, анатаза, также встречаются следы барита, сидерита, ильменорутила. Такой набор минералов указывает на гранитный и осадочный источники поступления обломочного и растворенного материала в бассейн седиментации. Литологические особенности отложений шунтарской свиты указывают на их накопление в мелководном прибрежно-морском бассейне в пределах шельфовой зоны.

Петрографическое изучение и исследование геохимических особенностей отобранных образцов шунтарской свиты позволили выявить породы с наименее нарушенной Rb-Sr изотопной системой. Именно для этих образцов было проведено масс-спектрометрическое изучение изотопного состава Sr на приборе Thermo Fisher Scientific TritonPlus в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН (Екатеринбург). Установлено, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных карбонатных породах шунтарской свиты варьирует в интервале от 0.70550 – 0.70569. Сопоставление полученных результатов с данными изученных ранее разрезов тунгусикской свиты по [Вишневская и др., 2013] показали хорошую сходимость. Вероятнее всего, что эти породы накапливались в рифее в период 840-1020 млн. лет назад.

Для датирования детритовых цирконов были выбраны подстилающие шунтарскую свиту песчаники средне- (по некоторым источникам верхне-) рифейской погорюйской свиты сухопитской серии и перекрывающие вендские чистяковской и мошаковской свит тасеевской серии. Образцы песчаников погорюйской свиты были отобраны в береговых обнажениях р. Ангара напротив о. Балтурин (58°32'38,9" N 96°24'37,6" E). U-Pb изотопное датирование цирконов выполнено методом LA ICP-MS на приборе Nu Instruments ICP-MS, в Университете Гонконга (Китай). Детали методики описаны в [Xia et al., 2011]. При интерпретации использованы конкордатные (более 95%) значения для 56 зерен. Возраст всех детритовых цирконов архей-раннерифейский, 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 2.82-2.86 млрд лет. Такие распределения возрастов характерны для пород Сибирской платформы [Khudoley et al., 2007]. Ограничить верхний возрастной предел седиментации погорюйской свиты этим методом исследований не удалось.

Разрез чистяковской свиты был опробован по берегу р. Нижная Теря (58°42'03,9"N 96°38'42,5"E), а песчаники мошаковской свиты отобраны 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 (600-890 млн лет), часть цирконов имеют протерозойские датировки (1660 – 1950 млн лет). Самая молодая популяция обломочных цирконов изученная в породах мошаковской 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.

Приведённые изотопно-геохимические данные не противоречат предыдущим исследованиям осадочных комплексов Енисейского кряжа. При этом следует отметить однотипность изотопных характеристик карбонатных пород разрозненных разрезов сухопитской и тунгусикской серий. Это указывает на их накопление в менее продолжительный, чем считалось ранее, временной интервал времени. Интервал седиментации отложений тасеевской свиты ограничивается с 600 млн лет до начала кембрия.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ 15-05-05095, 15-05-04344 и гранта Президента РФ МК-6608.2015.5.

Литература:

1. *Вишневская И.А., Кочнев Б.Б., Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Прошенкин А.И.* Sr-изотопные характеристики карбонатных отложений неопротерозоя юга Енисейского кряжа // ДАН. 2012. Т. 443. № 4. с. 459-463

2. *Vishnevskaya I., Pisareva N., Proshenkin A., Kanygina N.* Geochemistry and Chemostratigraphy of Meso- to Neoproterozoic Sedimentary Rocks of the Yenisei Ridge (Siberia, Russia) // First International Congress on Stratigraphy At the Cutting Edge of Stratigraphy (Rocha, Rogerio; Pais, João; Kullberg, Jose Carlos; Finney, Stanley(Eds.)) 2014. p. 885-888

3. *Xia X.P., Sun M., Geng H.Y., Sun Y.L., Wang Y.J., Zhao G.C.* Quasisimultaneous determination of U–Pb and Hf isotope compositions of zircon by excimer laser-ablation multiple-collector ICPMS // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2011. 26. 1868-1871

4. *Khudoley A.K., Kropachev A.P., Tkachenko V.I., Rublev A.G., Sergeev S.A., Matukov D.I., Lyahnitskaya O.Yu.* Mesoproterozoic to Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for a Laurentian connection // SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication No. 86. p. 209–226.

СТРОЕНИЕ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВАСЮГАНСКОГО ГОРИЗОНТА НА ТЕРРИТОРИИ СУРГУТСКОГО СВОДА И СЕВЕРО-ВАРТОВСКОЙ МЕГАТЕРРАСЫ

А.О. Горбунова[1], С.С. Гаврилов[2]

[1] *ЗАО «МиМГО», Москва, e-mail: gorbunova@mimgo.ru*

[2] *ЗАО «МиМГО», Москва, e-mail: gavrilov@mimgo.ru*

В работе проведено комплексное седиментологическое изучение васюганского горизонта на территории Сургутского свода и Северо-Вартовской мегатеррасы. Установлено, что продуктивный пласт $Ю_1^1$ васюганской свиты формировался в процессе 3-х циклов, которые отвечают различным условиям осадконакопления. Нижняя часть разреза отложений формировалась в условиях глубоководных дистальных частей дельтовых систем, центральная часть представлена отложениями фронта и краевых частей дельтового цикла, тогда как верхняя часть разреза отвечает трансгрессивному циклу осадконакопления, и представлена отложениями предфронтальных зон пляжа. Изучение закономерностей строения васюганского горизонта позволило выявить основные факторы, оказывающие влияние на распределение коллекторов с разными фильтрационно-емкостными свойствами.

Литолого-фациальные модели строения келовей-верхнеюрских отложений в процессе изучения осадочных образований Западно-Сибирского мегабассейна разрабатывались многократно – от региональной, до высокодетальных литолого-фациальных моделей продуктивных пластов в пределах зон нефтегазонакопления и месторождений углеводородов. Седиментационные модели васюганской свиты представлены в работах А. П. Соколовского [10], Г.П. Мясниковой [7], Е.А. Гайдебуровой [5], А.И. Сидоренкова [11], В.С. Муромцева [6], Л.Н. Бружес [4],В.Б Белозерова [3] и др. Однако, несмотря на наличие региональных работ и отчетов по созданию седиментологических моделей отдельных месторождений, отсутствует единая концептуальная модель формирования отложений в пределах территории сочленения Сургутского свода и Северо-Вартовской мегатеррасы (Рис.1). Кроме того, различие точек зрения по вопросам формирования верхнеюрских отложений приводит к частым противоречиям при нефтегазопоисковых работах.

При изучении нефтегазоносных толщ наибольшей достоверностью обладают результаты, полученные с использованием именно генетической концепции [1], формирование которой не возможно без проведения седиментологического анализа [2, 8, 12], позволяющего определить условия осадконакопления пород; направления переноса и распределения терригенного материала; выявить закономерности волновой сортировки материала при формировании пород коллекторов.

В результате подробного фациального анализа установлено, что главной особенностью пласта $Ю_1^1$ является повсеместное распространение в разрезах устойчивых фациальных ассоциаций (ФА). Установлена следующая закономерность строения разреза. В

нижней части разрезов повсеместно распространены относительно глубоководные отложения ФА внешнего и внутреннего шельфа, а также фронтального склона субаквальной дельты (продельты). Далее вверх по разрезу присутствуют отложения ФА фронта субаквальной дельты, которые могут быть представлены комплексом фаций среднего и проксимального конуса выноса дельты, а также руслами подводящих рукавов и приустьевыми барами. Отложения ФА фронта субаквальной дельты составляют большую мощность продуктивного пласта $Ю_1^1$. В верхней части разреза на юго-востоке территории диагностируются отложения ФА дельтовой равнины, представленной фациями временно заливаемых участков пойм и пойменных озер и болот. Повсеместно в пределах верхних первых метров от кровли пласта $Ю_1^1$ встречена ФА предфронтальной зоны пляжа, в пределах которой выделяются фации верхней, средней и нижней предфронтальной зоны пляжа.

Таким образом, предполагается, что в процессе формирования отложений произошла смена 3-х циклов осадконакопления. Ранний цикл осадконакопления связан с дельтовыми ФА и проградацией субаквальной дельтовой системы. Результатом обширной проградации системы дельт, стало существование надводных обстановок осадконакопления, представленных ФА дельтовой равнины. Завершающий цикл диагностирует постепенную трансгрессию, со временем охватившую практически всю территорию района работ. Изучение закономерностей строения васюганского горизонта позволило выявить следующие факторы

В ходе исследований установлено, что сложность прогноза свойств и закономерностей распределения коллекторов с разными фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС) в породах васюганской свиты контролируется наличием трех независимых факторов: 1) переносом материала проградирующей дельты, 2) эрозией отложений, 3) волновой переработкой и сортировкой материала. Из этого следует необходимость рассматривать нижний и верхний циклы осадконакопления в качестве отдельных седиментационных систем при прогнозе свойств. Так как условия образования песчаных и песчано-алевритовых коллекторов напрямую связаны с характером ФЕС пород.

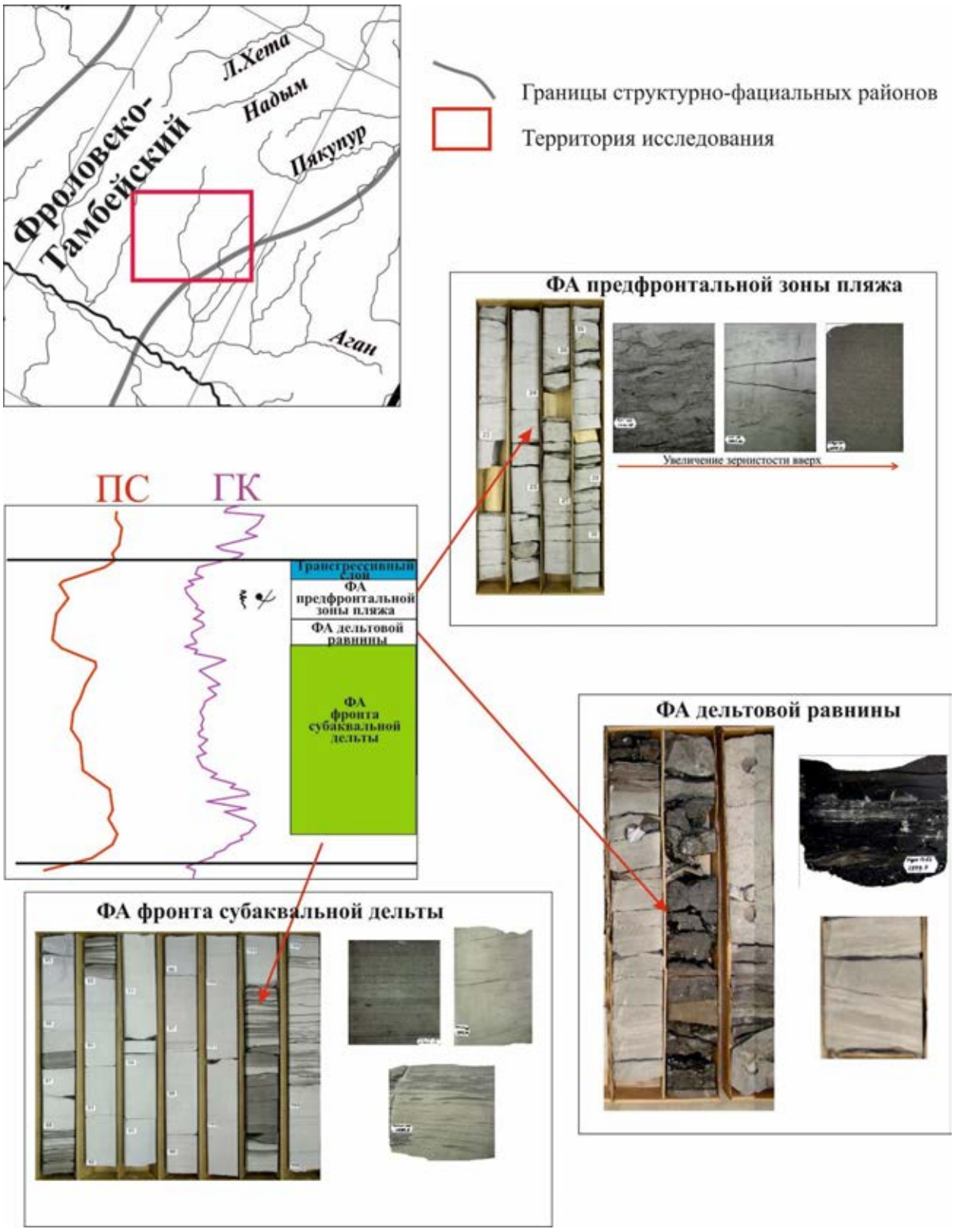


Рисунок 1 - Выкопировка из схемы структурно-фациального районирования келловея и верхней юры [9] и характерная смена фациальных ассоциаций по разрезу

Литература:

1. *Алексеев В.П.* Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). - Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007.-209 с.

2. *Барабошкин Е.Ю.* Практическая седиментология. Терригенные резервуары. - Москва: Изд-во EAGE., 2011. - 152 с.
3. *Белозеров В.Б, Брылина Н.А., Даненберг Е.Е.* Литостратиграфические отложения васюганской свиты юго-востока Западно-Сибирской плиты//Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири: Сб. научн. Тр. Новосибирск:СНИИГГиМС, 1988. С.75-82.
4. *Бружес. Л. Н.* Литолого-минералогическая характеристика и условия формирования коллекторов верхнеюрского нефтеносного горизонта среденеобской группы месторождений (Тевлинско-Русскинского, Кечимовского, Равенского. Казань, 2011.
5. *Гайдебурова Е.А.* Зоны фациального замещения пород васюганской свиты в связи с блокой структурой домезозойского фундамента Нюрольской впадины//Методика поисков залежей нефти и газа неантиклинального типа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, 1977. С.35-42.
6. *Муромцев В. С.* Электрометрическая геология песчаных тел—литологических ловушек нефти и газа.— Л.: Недра, 1984.— 260 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-т).
7. *Мясникова Г.П.* Особенности геологического строения структурно-литологических залежей в пласте Ю11васюганской свиты. Тюмень, 1978, С.50-58 (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып.132).
8. *Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. – Москва: Недра, 1981. – 439 с.
9. Решение 6-ого межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003. -114 с.
10. *Соколовский А.П.* О структурно-фациальных условиях формирования залежей нефти в мезозойских отложениях//Структурно-формационные и палеотектонические критерии нефтегазоносности. Тюмень, 1972. С40-48. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып.61).
11. *Сидоренков А.И.* Седиментологические аспекты. Формирование неантиклинальных ловушек в морском мезозое Западной Сибири. Тюмень, 1979. С. 6-36 (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып.132).
12. *Фролов В.Т.* Литология, кн.1, учебное пособие.- Москва: Изд-во МГУ, 1992. - 336 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА

А.Г. Грановский

Южный федеральный университет, г. Ростов на Дону, e-mail: granovskyag@mail.ru

На Восточном Донбассе известно три типа осадочных бассейнов, связанных с рифтогенными и пострифтовыми процессами. Один из них связан с активизацией рифейского Пра-Донецкого рифта в раннем девоне. Второй относится к этапу закрытия рифта, сжатию, коллизии тектонических блоков, накоплению углистой (паралической) и углисто-терригенно-карбонатной формаций. Третий тип обусловлен проседанием сравнительно тонкой нижней коры и образованием унаследованного наложенного прогиба с углисто-карбонатно-терригенной формацией.

Палеозойские комплексы на территории Ростовской области широко проявлены в двух крупных структурах: южном склоне Воронежской антеклизы и в Донецком складчатом сооружении (ДСС), где они слагают несколько типов осадочных бассейнов

В раннем палеозое, до девонского времени на территории Донбасса существовал континентальный режим. В начале девона произошла активизация рифейского Пра-Донецкого рифта, которая выразилась в растяжении и прогибании территории, примерно в области современного Донбасса [5,8] . В среднем девоне над узким рифейским прогибом возник надрифтовый бассейн, ограниченный на севере Каменским и на юге Манычским глубинными разломами. С запада в прогиб поступали воды мелководного теплого моря, которое простиралось до Восточно-Донецкого поднятия. На севере области в это время существовал открытый морской бассейн, с жарким и местами засушливым климатом.

Девонский рифтогенный прогиб заполнялся на северо-западе породами базальной пестроцветной гравийно-галечниковой толщи, прибрежно-морскими глинисто-карбонатными, лагунно-морскими соленосными и вулканогенно-осадочными отложениями сульфатно-глинистых и мергелистых формаций, с суммарной мощностью пород до 4-6 км. В западной части, где этот прогиб вдавался в тело Восточно-Европейской платформы, он развивался как платформенная структура (собственно Днепровский прогиб), а в восточной, донецкой, части (Донбасс и вал Карпинского) прогиб смыкался с герцинским подвижным поясом**.** Каменноугольные отложения образуют основной стратиграфический горизонт. Весь Донбасс состоит из широких ассиметричных синклиналей и узких антиклиналей с крутыми южными и более пологими северными крыльями. На юге они ограничены субширотными листрическими разломами, с переходом в надвиги.

Территория Донбасса в визейском веке представляла морской залив с отложением карбонатных осадков на западе и песчано-глинистых на востоке, где происходило терригенное осадконакопление, прерываемое поднятиями с мощным торфообразованием и морскими трансгрессиями с образованием известняков. После девонского периода растяжения и рифтогенеза, с начала карбона (турне, визе) наступила фаза сжатия, которая, после сближения Северо-Кавказских микроплит с окраиной Восточно-Европейской платформы (ВЕП), сменилась коллизией. К этому времени приурочено формирование на Донбассе компенсационного прогиба [5].

Фаза сжатия отличалась регрессивным характером осадконакопления, при этом происходило увеличение количества поступающего в бассейн терригенного материала, обеспечивающего быструю компенсацию прогибания и подавление карбонатной седиментации [9]. Для анализа геодинамических процессов ДСС использован сейсмический профиль КМПВ-ГСЗ-XIV (Батайск-Милютинская), на котором под Донбассом [2]

установлен крупный, полого погружающийся к северу мантийный разлом. При переинтерпретации сейсмопрофиля разлом можно продолжить к югу по отражающим горизонтам. Эта структура, вероятно, связана с рассеянным спредингом в центральной части Ростовского выступа и с субдукцией (поддвигом) избыточных масс под нижнюю кору ВЕП. Это позволяет выделить послерифейский этап коллизии Ростовского блока с ВЕП. Поствизейскую коллизию скифских микроплит на континент выделил Г.И. Баранов. [1]. Для объяснения поздневизейско-серпуховских сбросов и быстрого проседания Днепрово-Донецкой впадины в период сжатия был предложен механизм косой ориентировки коллизии между скифским орогеном и Восточно-Европейской платформой [3].

Характерным признаком коллизионных зон, как известно, является наличие впадин компенсационного типа [4]. Пик максимума скоростей прогибания приходится на время формирования отложений башкирского яруса. Этот пик мощности осадков отражает скорость накопления в Донбассе флишоидной формации, которая превышает в три раза среднюю скорость осадконакопления в карбоне в целом. Это, сравнительно кратковременное событие совпадает по времени с формированием первой фазы Южнодонбасского магматического комплекса и рассматривается нами как время заложения компенсационного прогиба во время коллизии Ростовского блока с ВЕП. Именно с этим временем (серпуховский, башкирский ярусы) в Донбассе связано формирование флишоидной формации [7,8,11]. Отложения этого времени отличаются от угленосных фаций преимущественно терригенным составом, значительной мощностью и более интенсивной деформированностью. Наблюдаемая при этом смена фациальных обстановок, связанная с блоковым строением докембрийского фундамнгта и перемещением блоков по долгоживущим разломам. Причиной активности глубинных разломов являлось давление со стороны Западно-Предкавказской плиты. Давления же со стороны Центрально-Предкавказской плиты, были еще продолжительнее, они захватили верхний башкир и, возможно, низы московского века уже в районе кряжа Карпинского. Относительная активность коллизионных процессов ДСС мигрировала во времени с запада на восток и сопровождалась закрытием (иногда неполным) коры пострифейского бассейна, начиная с серпуховского времени на западе вплоть до нижней перми в Закаспии. Более поздняя смена тектонического режима в восточной части Донбасса произошла с середины башкирского века и обусловила прекращение коллизионного процесса с постепенным затуханием вулканизма. Обмеление бассейна привело к закрытию компенсационного прогиба и превращению его в обычный унаследованный наложенный прогиб с накоплением пород углисто-карбонатно-терригенной формации. Этот наложенный прогиб связан с проседанием

сравнительно тонкой нижней коры под давлением огромных масс осадков флишоидной толщи компенсационного прогиба

Литература:

1. *Баранов Г.И.* Геодинамика палеозоид Большого Кавказа в связи с процессами гранитообразования и метаморфизма. // В сб. тезисов докл. V11 конференции по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1991. –С.75-77.

2. *Бородулин Н.И.* Система глубинных разломов Донбасса и их характеристика по данным глубинного сейсмического зондирования. - Киев: «Наукова Думка», т. 34, вып.5, 1972. - С. 27-32.

3. *Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г. и др*. Строение кряжа Карпинского. Геотектоника, 1999, №1. С. 28-43.

4. Геодинамическая карта СССР м-б 1:2500000 Под ред. Л.П. Зоненшайна, Л.М. Натапова, Н.В. Межеловского. - М.: Изд-во ГУГК, 1990. - 119 с.

5. Геодинамические исследования при геологической съёмке. Метод. рекомендации / Под ред. Н.В. Межеловского. - СПб, 1992. - 136 с.

6. *Грановский А.Г, Зайцев А.В., Зеленщиков Г.В., Рышков М.М.* Основные геодинамические события в палеозое на южной окраине Восточно-Европейской платформы (территория Днепрово-Донецкого складчатого сооружения) // Сб. трудов XI международной конференции «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере». Сыктывкар, 2005. -С. 86-89.

7. *Дубинский А.Я*. О соотношениях паралической и флишоидной формаций карбона Донецко-Бориэвксинской складчатой системы // Советская геология, 1982. - С. 94-103.

8. *Леонов Ю.Г.* Тектоничесакая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника, 1997, №4. - С.24-41.

9. *Резников А.И.* Дяковская серия и её положение в стратиграфической схеме карбона Донбасса // Геологический журнал, №1. Киев, 1993. - С. 52-57.

10. *Феофилов А.П.,* Левенштейн М.Л. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна // Тр. ГИН АНСССР, вып.73. – М.: изд. АН СССР, 1963. – С. 113-121

11. *Фокин П.А., Никишин А.М.* Тектоническое развитие Восточно-Европейской платформы в девоне-начале карбона. // Вестник Московского университета.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСКОБИНСКОГО БАССЕЙНА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.К. Данилко

РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, Москва, e-mail: danilko.nk@gmail.com

Исследуемая часть оскобинского бассейна осадконакопления располагался на западе Сибирской платформы по периферии Байкитской антеклизы и охватывает территорию Теринского и Иркинеево-Чадобецкого прогибов. Отложения представлены комплексом терригенных, терригенно-глинисто-карбонатных,

сульфатных пород, сформировавшихся в различных частях мелководного морского бассейна повышенной солёности и подвергшихся существенным вторичным изменениям. Петрофизические параметры пород-коллекторов оскобинских отложений определяются фациальными условиями осадконакопления, а так же интенсивностью и направленностью вторичных изменений.

Исследуемая часть оскобинского бассейна осадконакопления располагался на западе Сибирской платформы по периферии Байкитской антеклизы и охватывает территорию Теринского и Иркинеево-Чадобецкого прогибов. В отложениях оскобинской свиты открыты Оморинское и Ильбокичские месторождения углеводородов.

Разрез отложений оскобинской свиты сложен терригенными, терригенно-глинисто-карбонатными и карбонатно-сульфатными породами. В базальной части отложения представлены терригенными породами с высокими показаниями естественной радиоактивности, фиксируемой по диаграммам ГК. К ним же приурочен основной продуктивный пласт оскобинской свиты Б8’. Выше по разрезу залегает комплекс отложений, представленный смешенными разностями пород, такими как терригенно-глинистые и сульфатно-карбонатные. Вверх по разрезу увеличивается содержание сульфатов, представленных различными формами ангидритов.

Такое строение разреза свидетельствует об изменении условий осадконакопления в оскобинском бассейне. Формирование базальных слоёв оскобинской свиты происходило в условиях мелководного морского бассейна, обломочный материал в который поступал с Енисейского кряжа и гранитоидных островов, располагавшихся в сводовой части Байкитской антеклизы. Уменьшение обломочной составляющей и увеличение карбонатно-сульфатной вверх по разрезу видимо связано с углублением бассейна и его частичной изоляцией.

Мощности отложений оскобинской свиты в целом меняются в пределах изучаемой территории и составляют от 30 до 100 м. Мощности и литологический состав базального высокогамного пласта оскобинской свиты так же меняются слабо, что свидетельствует об устойчивости условий осадконакопления в бассейне. Верхняя часть разреза менее выдержана по мощности и по литологическому составу. В пределах склона Камовского свода в разрезе значительно увеличивается содержание сульфатной составляющей, это может быть связано с формированием сэбхи и резким повышением солёности вод морского бассейна. Это способствовало интенсивной садке сульфатов кальция и доломитов.

В условиях сэбхи формировался особый тип пород, называемый оскобитами. Они характеризуются смешенным составом терригенно-карбонатно-сульфатным и особой морфологией кристаллов доломита. Для этих кристаллов доломита характерна идиоморфная форма и в ряде случаем очень крупный размер до 3-5 мм. В глинистом матриксе, окружающем кристаллы отмечаются текстуры обликания, которые сформировались за счёт

роста кристаллов доломита в рыхлом осадке на стадии раннего диагенеза. Источником магния могли служить цианобактериальные организмы, которые формируют ядра внутри кристаллов доломита.

Наилучшими фильтрационно-ёмкостными свойствами обладают алевро-песчаные отложения базальной части разреза, которые сформировались в условиях мелководного шельфа. Мощность их достигает 10 м, а пористость 17%. А также прослои пород-коллекторов прослеживаются в верхней части разреза. Здесь они представлены породами смешанного терригенно-карбонатного состава. Пористость их достигает 9-10 %.

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД САНТОНСКОГО ЯРУСА КУРСКОЙ ОБЛАСТИ

Д.А. Дмитриев

Воронежский государственный университет, Воронеж, e-mail: dmitgeol@yandex.ru

Породы сантонского яруса пользуются широким распространением на территории Курской области и характеризуются литологическим разнообразием. Особенности распределения литологических типов пород по площади и в разрезе контролируются различными факторами.

Породы сантонского яруса пользуются широким распространением на территории Курской области и приурочены к водораздельным пространствам. Характерной особенностью сантонского яруса является неоднородность литологического состава, меняющегося как по площади, так и по разрезу.

Повсеместно сантонские образования трансгрессивно залегают на меловых породах туронского и коньякского ярусов. Перекрываются сантонские отложения на большей части площади своего распространения четвертичными образованиями, локально неогеновыми и палеогеновыми отложениями.

Структурные особенности сантонского яруса согласованны со структурной позицией центральной части Среднерусской возвышенности в пределах Воронежской антеклизы [5].

При анализе разрезов сантонского яруса устанавливается широкое литологическое разнообразие пород от мергеля мелоподобного до кремнисто-глинистых разновидностей. Основание яруса слагают, как правило, карбонатные типы пород, а верхнюю - кремнисто-глинистые разности.

Карбонатные породы представлены мергелем мелоподобным, мергелем слабо глинистым и мергелем сильно глинистым кремнеземистым. Основная доля разрезов сантонского яруса сложена мергелем сильно глинистым кремнеземистым.

Изучение карбонатных пород под электронным микроскопом, показывает, что большую часть породы слагают карбонатные породообразующие организмы доскообразной формы - кокколитофориды. Помимо органического вещества, присутствуют глинистые минералы чешуйчатого облика, а так же минералы кремнезема призматической и глобулярной формы.

Кремнистые породы пользуются меньшим развитием, чем карбонатные, а их роль в разрезе сантонского яруса увеличивается в северном направлении.

Кремнистые типы пород, по классификации У.Г. Дистанова [4], представлены опокой и трепелом глинистыми, глиной опоковидной и трепеловидной, а также глиной слабо кремнистой.

Изучение кремнистых пород под электронным микроскопом показывает, что основная масса минералов кремнезема представлена глобулями размером порядка 4-5 микрон. Помимо глобулярной формы кремнезема отмечается и брусковидно-призматического габитуса, присутствующая и в карбонатных типах пород [3].

При сопоставлении литологических типов по площади и разрезе отмечается четкая закономерность, в уменьшении доли карбонатных типов пород на север, при соответствующем увеличении кремнисто-глинистых.

Выделяется четыре области с существенно карбонатным типом разреза. Первая прослеживается на юге и юго-востоке рассматриваемой территории. В разрезах зоны, расположенной на юго-востоке, преобладают мергели глинистые кремнеземистые и мергели мелоподобные. Вторая зона на всю мощность сложена мергелем глинистым кремнеземистым. Отсутствие кремнисто-глинистых типов на юго-востоке связанно с фациальной изменчивостью, а в долинах крупных рек с эрозионной деятельностью в эоплейстоцен-неоплейстоценовое время.

Третья и четвертая области характеризуется развитием одного литологического типа в разрезе - мергеля глинистого кремнеземистого. Развиты они в центральной и северо-восточной части территории, приурочены к водораздельным пространствам. Отсутствие кремнистой толщи, объясняется положительными неотектоническими движениями территории и последующей эрозией.

При сопоставлении литологической схемы сантонского яруса с морфоструктурной и тектонической картами осадочного чехла отмечается, что области с карбонатным типом разреза приурочены к положительным формам рельефа и находятся в зонах динамического

влияния разломов. На неотектоническом этапе развития рассматриваемые участки территории испытывали положительные движения, а кремнисто-глинистые породы (слагающие верхнюю часть разреза) подвергались эрозионно-денудационной деятельности, продолжавшейся до начала нижнего неоплейстоцена.

На остальной территории, за исключением юго-восточной части, в верхних частях сантонского яруса прослеживаются кремнистые типы пород. Литологическая смена кремнисто-глинистых пород по площади определяется фациальными условиями и структурными особенностями существовавшими в сантонский век [3].

Первоначально, в сантонский век на изучаемой территории происходило накопление существенно карбонатного осадка. Поставщиком, которого служили скелеты кокколитофорид и в меньшей степени фораменифер. Во второй половине сантонского века в этой части бассейна происходит структурно-тектоническая перестройка Воронежской антеклизы изменившая палеогеографию региона, что фиксируется по увеличению в верхней части разреза терригенной примеси и кремнистых организмов.

Глобулярная форма силицитовых образований характеризует гипергенные условия их формирования при континентальных перерывах [1, 2], где происходит вынос карбонатного материала и замещение кремнистым. Дополнительным источником кремнезема служили терригенные зерна кварца, которые при растворении преобразовывались в глобули опал-тридимитового состава.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации в рамках государственного задания вузам в сфере научной деятельности на 2014–2016 гг. Проект № 1485.

Литература:

1. Геология кремнистых метасоматитов карбонатных пород верхнего мела КМА / В.П. Семенов, Б.В. Аскоченский, В.Н. Селезнев и др. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1980. – 84 с.

2. *Дмитриев Д.А.* Литология и особенности формирования карбонатно-кремнистых пород сантонского яруса (Курская область) // Вестник Воронеж. гос.ун-та. Сер. Геология. – 2008. - № 2. С. 74-81.

3. *Дмитриев Д.А., Савко А.Д., Жабин А.В.* Сантонские отложения правобережья среднего течения реки Дон // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского госуниверситета. – Вып. 21. - Воронеж: изд-во Воронеж. ун-та, 2004. – 104 с.

4. Кремнистые породы СССР / Под ред. У.Г. Дистанова. – Казань: Татар. кн. изд-во, 1976. - 412 с.

5. *Раскатов Г.И.* Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. – Воронеж, 1969. -164 с.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОРДОВИКЕ РУССКОЙ, СИБИРСКОЙ И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

А.В. Дронов[1], А.В. Зайцев[1,2]

[1]*Геологический институт РАН, Москва, e-mail: dronov@ginras.ru*

[2]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: alz@geol.msu.ru*

В работе изложены результаты сравнительного анализа эволюции осадконакопления в осадочных бассейнах Русской, Сибирской и Североамериканской платформ в течение ордовикского периода. Показано, что направленность эволюции осадконакопления в ордовике Сибирской и Североамериканской платформ совпадает и резко противоположна таковой на Русской платформе. Направленность эволюции осадконакопления на Русской платформе объясняется дрейфом палеоконтинента Балтика из приполярных широт в приэкваториальные в течение ордовика, а на Сибирской и Североамериканской платформах – палеоокеанографическими изменениями.

В течение ордовикского периода характер седиментации в Тунгусском эпиконтинентальном бассейне Сибирской платформы претерпел существенные изменения. Отложения нижнего и нижней части среднего ордовика (няйский, угорский и кимайский горизонты) представлены типичными мелководными тропическими карбонатами с многочисленными строматолитами, плоскогалечными конгломератами и оолитовыми грейнстоунами. Отложения верхнего ордовика (чертовской, баксанский, долборский, нирундинский и бурский горизонты) наоборот представлены холодноводными карбонатами. Здесь доминируют пласты биокластических вакстоунов и пакстоунов, переслаивающиеся с зеленовато-серыми или вишнево-красными алевролитами. Две карбонатные серии контрастного литологического состава разделены толщей кварцевых песчаников (Байкитские песчаники и их аналоги) мощностью до 80 м. На юго-западной (в современной ориентации) окраине тунгусского бассейна эти песчаники непосредственно перекрываются обогащенными фосфатом терригенными отложениями волгинского и киренско-кудринского горизонтов [1, 2].

Анализ ордовикских разрезов Русской и Сибирской платформ демонстрирует противоположную направленность эволюции осадконакопления. Так в ордовикском бассейне Балтоскандии разрез начинается с кварцевых песчаников (тремадокский ярус), которые сменяются сначала холодноводными карбонатами (флоский-сандбийский ярусы), а затем тропическими карбонатами (катийский-хирнантский ярусы) в мелководной части бассейна [3]. Эти изменения отражают дрейф палеоконтинента Балтика, существенную часть которого составляла Русская платформа, из приполярных широт южного полушария в приэкваториальные [4]. С другой стороны, сравнительный анализ ордовикских разрезов

Сибири и Северной Америки демонстрирует их удивительное сходство в направленности эволюции осадконакопления. На обеих платформах разрез ордовика начинается с типичных тепловодных карбонатов, которые затем резко сменяются кварцевыми песчаниками (Байкитские песчаники в Сибири и песчаники Эурека на Североамериканской платформе), и завершается серией холодноводных карбонатов [2, 5, 6]. Многочисленные прослои бентонитов, образовавшихся за счет изменения вулканического пепла, найденные в верхнем ордовике как Северной Америки, так и Сибири, лишь подчеркивают это сходство [7, 8, 9].

Аналогично Лаврентии (Североамериканская платформа), Сибирский палеоконтинент располагался в тропической зоне в течение всего кембрия, ордовика и силура [10]. Поэтому смена вверх по разрезу тропических карбонатов холодноводными в Сибири может быть объяснена апвеллингом и проникновением холодных океанических вод в эпиконтинентальный Тунгусский бассейн в среднем и верхнем ордовике, аналогично тому, как это делают американские исследователи для Лаврентии [11, 12]. Наступление похолодания, отмеченное широким распространением холодноводных карбонатов произошло на Сибирской платформе раньше (поздний дарривиллий – ранний сандбий), чем на Североамериканской (ранний катий). Это наблюдение противоречит гипотезе о том, что распространение холодноводных карбонатов на Североамериканской платформе отражает событие глобального похолодания. Скорее можно говорить о том, что два региональных похолодания в Сибири и Лаврентии, хотя и стартовали в разное время, но наложились друг на друга на поздних стадиях. Это, по-видимому, и привело к глобальному похолоданию, кульминацией которого стало хирнантское оледенение в конце ордовика [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант №13-05-00746-а.

Литература:

1. *Dronov, A.V., Kanygin, A.V., Timokhin, A.V., Tolmacheva, T.Ju. & Gonta, T.V.,* 2009: Correlation of Eustatic and Biotic Events in the Ordovician Paleobasins of the Siberian and Russian Platforms. *Paleontological Journal* 43, 11, 1477-1497.

2. *Kanygin, A., Dronov, A., Timokhin, A. & Gonta, T.*, 2010: Depositional sequences and palaeoceanographic change in the Ordovician of the Siberian craton. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 296, 3-4, 285-294.

3. *Dronov, A. & Rozhnov, S.,* 2007: Climatic changes in the Baltoscandian basin during the Ordovician: sedimentological and palaeontological aspects. *Acta Palaeontologica Sinica* 46 (Suppl.), 108-113.

4. *Cocks, L. R. M. & Torsvik, T. H.,* 2005: Baltica from the late Precambrian to mid-Paleozoic times: the gain and loss of terrain's identity. *Earth-Science Reviews* 72, 39-66.

5. *Ettensohn, F.R.,* 2010: Origin of the Late Ordovician (mid-Mohawkian) temperate-water conditions on southeastern Laurentia: Glacial or tectonic? In Finney, S.C. and Berry, W.B.N., (eds.*)* The Ordovician Earth System. Geological Society of America Special Paper 466, 163-175.

6. *Dronov, A.* 2013. Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. V.389, 1, p. 87-95.

7. *Huff, W., Bergström, S.M. & Kolata, D.R.,* 2010: Ordovician explosive volcanism. In Finney, S.C. and Berry, W.B.N. (eds.): *The Ordovician Earth System*. Geological Society of America Special Paper 466, 13-28.

8. *Dronov, A.V., Huff, W.D., Kanygin, A.V. & Gonta, T.V.,* 2011: K-bentonites in the Upper Ordovician of the Siberian Platform. In: Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. and García-Bellido, D. (eds.), *Ordovician of the World.* Cuadernos del Museo Geominero, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 135-141.

9. *Huff, W.D., Dronov, A., Sell, B., Kanygin, A.V. & Gonta, T.V.* Traces of explosive volcanic eruptions in the Upper Ordovician of the Siberian Platform. Estonian Journal of Earth Sciences. 2014.V. 64, № 4, pp. 244-250.

10. *Cocks, L. R. M. & Torsvik, T. H.,* 2007: Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Paleozoic. *Earth-Science Reviews* 82, 29-74.

11. *Holland, S. M. & Patzkowsky, M. E.,* 1996: Sequence stratigraphy and long-term paleoceanographic change in the Middle and Upper Ordovician of the eastern United States. In Witzke, B., Ludvigson, G., Day, J. (Ed.): *Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton.* Geological Society of America. Special Paper 306, Boulder, Colorado, USA, 117-129.

12. *Pope, M.C. & Steffen, J.B.,* 2003: Widespread, prolonged late Middle to Late Ordovician upwelling in North America: A proxy record of glaciation? *Geology*, 31, 1, 63-66.

МИКРОБИОЛИТЫ И ТАЙДАЛИТЫ НИЖНЕГО ДЕВОНА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

Л.М. Журавлева

РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, Москва, e-mail: zhurawlewa.lilia@yandex.ru

В результате детальных литологических исследований установлены крайне мелководные карбонатные фации отложений овинпармского горизонта – тайдалиты и характерные для них многочисленные микробиальные образования – микробиолиты. Их пространственное распространение фиксирует положение палеогеоморфологически выраженной Варандей-Адзьвинской структурной зоны, как древнего положительного тектонического элемента региона.

Открытия последних десятилетий показали важнейшую роль микроорганизмов в геологии, в частности, в осадочном породообразовании. Исследования микробиальных сообществ, среды их обитания дают новые возможности для понимания процессов, на первый взгляд, не имеющих прямого отношения к их жизнедеятельности. Так, в данной работе на примере карбонатных отложений овинпармского горизонта лохковского яруса нижнего девона рассматривается ключевое значение микробиолитов для палеогеографических и палеотектонических реконструкций.

Овинпармский горизонт характеризуется сложным строением и представлен толщей карбонатных и глинисто-карбонатных пород, при этом глинистые и обломочные породы

имеют в разрезе резко подчиненное значение. Окраска пород серая, от светлых до темных, почти черных тонов, подчеркивающая различные виды слоистости от сложной неправильной, узловатой, косой до тонкой и неотчетливой тонкой. В подавляющем большинстве известняки микрозернистые и пелитоморфные, причем, микритовая масса известняков интенсивно биотурбирована; значительно в меньшей степени – комковатые и комковато-сгустковые, в редких случаях – граноморфные. Все породы горизонта подразделены на 12 типов и подтипов.

Состав биоты довольно разнообразен, хотя распределение ее по разрезу неравномерно. Встречаются остатки как стеногалинных, так и эвригалинных форм: обломки панцирей трилобитов, цефалоподы, тентакулиты, фрагменты кораллов и веточки мшанок, целые раковинки и обломки раковин брахиопод, остракод, гастропод, весьма распространенные остатки чехлов зеленых водорослей, желвачков и сгустков цианей. Наличие стеногалинной фауны и еегрупповое разнообразие в целом указывает на среднеокеаническую соленость бассейна.

Микрозернистая «чистая» известковая масса содержит многочисленные промоины и трещины усыхания, заметные как в образцах керна, так и в шлифах. Трещины клиновидные, слабо извилистые, затухающие, ориентированы перпендикулярно напластованию. Промоины и трещины усыхания фиксируют поверхности перерывов и кратковременных осушений, которые всегда перекрываются глинисто-карбонатными слойками, облекающими или компенсирующими неровности микрорельефа. Слойки с деформацией зависают над трещинами усыхания или, обрываясь, проваливаются в них, а оставшееся пространство выполняется диагенетическим яснокристаллическим кальцитом.

Минеральный состав и строение прослоев довольно сложные: тонкие глинистые слойки, обогащенные органическим веществом переслаиваются с более светлыми карбонатными или включают карбонатные линзочки. При микроскопических исследованиях в составе прослоев обнаружены выделения тонко- микрозернистого доломита очень правильных кристаллографических очертаний, фрамбоиды пирита и реже – кристаллики ангидрита. Исследования образцов в растровом электронном микроскопе позволили установить широкое развитие в породах горизонта цианобактериальных образований, наиболее распространенными из которых являются коккоидные формы, встречающиеся в обособленном виде, в виде небольших скоплений, объединенных общим чехлом, но чаще всего отмечаются зоны плотной упаковки кокков. Встречены нитевидные цианеи – обособленные ниточки, одним концом прикрепляющиеся к поверхности породы.

Еще одной формой проявления микробиальных сообществ являются многочисленные биопленки. В породах встречены остатки более крупных трубчатых организмов, в ряде

случаев с заметным внутренним строением – поперечные перегородки между продольными стенками. Иногда полости трубочек заполнены плотно упакованными кокками, и в такую же массу погружены сами трубочки. Эукариоты представлены в виде овальных образований с правильно ячеистым строением.

Фрамбоиды пирита представляют собой мелкие шарообразные стяжения, развитые по сферическим бактериальным особям. Стяжения иногда сопряжены с трубчатыми организмами. С пиритом ассоциируют кристаллы доломита очень правильной ромбоэдрической формы.

Установлены некоторые различия между битуминозно-глинисто-карбонатными и «чистыми» известковыми фрагментами: участки плотно упакованных кокков, фрамбоиды пирита, доломит характерны для битуминозно-глинисто-карбонатных прослоев. Нитевидные и трубчатые организмы, а также биопленки встречаются в обеих разностях пород, ячеистые эукариоты – только в «чистой» микрозернистой массе

Широкое развитие фоссилизированных остатков бактерий в веществе битуминозно-глинисто-карбонатных прослоев позволяет рассматривать их как минеральное выражение цианобактериальных матов – микробиолитов: после осушения временно экспонированные поверхности осадка колонизируются цианобактериями, которые осаждают и фиксируют тончайшие глинистые частички, генерируют органическое вещество, а геохимическая обстановка, которую они создают, способствует образованию пирита, ассоциирующего с доломитом и ангидритом [2].

Микрозернистые структуры известняков свидетельствуют о крайней тиховодности условий образования, когда только и мог осаждаться тончайший карбонатный материал, а многочисленные микропромоины и трещины усыхания, перекрытые микробиальными матами, – на то, что тиховодность обеспечивалась крайней мелководностью. Условия мелководья в сочетании с краткими, часто повторяющимися осушениями могут быть реализованы лишь в обстановках литорали и сублиторали, где формируются специфические отложения – тайдалиты, и именно для этих обстановок характерно самое интенсивное развитие цианобактерий [1].

Синхронные отложения Хорейверской впадины иные. Здесь развиты преимущественно биокластовые и биогермные известняки собственно морских, несколько более глубоководных фаций [3]. Таким образом, район Варандей-Адзьвинской структурной зоны, по крайней мере, ее северной части, представлял собой отмель шельфа Уральского палеоокеана, а увеличение количества биокластовых и биогермных известняков может косвенно фиксировать ее склоны. Наличие внутришельфовой отмели позволяет предполагать, что тектонически Варандей-Адзьвинская структурная зона, в пределах ее

северной части, была выражена в рельефе дна уже в раннедевонское время и поднятие это было конседиментационным. Таким образом, микробиолиты, столь характерные для тайдалитов, в определенной степени дают возможность проводить и аргументировать палеогеографические и палеотектонические выводы.

Литература:

1. Бактериальная палеонтология. Под ред. А.Ю. Розанова. М.: ПИН РАН. 2002. 188 с.

2. *Журавлева Л.М.* Доломит и ангидрит в карбонатных отложениях овинпармского горизонта лохковского яруса в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции //Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2013. №5. С. 26 – 29.

3. *Сивальнева О.В., Рапопорт А.Б.* Цикличность и развитие пород-коллекторов в нижнедевонских отложениях Хорейверской и Варандей-Адзьвинской НГО // Труды РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина. 2013. №2. С. 33 - 44.

ЭВОЛЮЦИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ И КОРАЛЛОВЫЕ РИФЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Г.Д. Исаев

ООО научно-исследовательский центр «СИБГЕОНАФТ», г. Новосибирск,
e-mail: sibgeonaft@mail.ru

На основе исследования скважин Западной и Восточной Сибири производится моделирование древнейших бассейнов. Установлены два типа палеобассейнов, ведущая роль кораллов в рифообразовании, четыре эпохи тектоно-магматической деятельности, контролирующие и лимитирующие развитие рифов.

Рифы - это особая форма подводного рельефа и в то же время специфическая ассоциация породообразующих (герматипных) организмов, во все геологические времена определяющие не только фациальную, палеогеографическую зональность, но и типы древнейших бассейнов. В современных рифах кораллы по объему в ориктоценозах составляют до 30% [1]. И даже в этом случае эти рифы называют коралловыми только потому, что чаще всего они выполняют главную рельефообразующую роль. Это достигается уникальными способностями герматипных кораллов к освоению свободного пространства. Высший уровень мутуализма с зооксантеллами, межвидовой гибридизации, разнообразия способов размножения позволили кораллам освоить практически все экологические ниши в современных океанах. По скорости роста колоний и распространения в палеобассейнах древнейшие книдарии (в т.ч. и кораллы) ничем не отличались от современных. Зоаксантеллы

не сохраняются в ископаемом состоянии. Вместе с тем, явления симбиоза, комменсализма и сожительства для палеозойских кораллов явления более чем обычные (Asterosalpinx и др.), а некоторые табуляты (например, Trypanopora) сами были симбионтами. В палеозойских рифах, кроме возможного симбиоза с водорослями, существовало крайнее (более высокое по уровню) разнообразие взаимоотношений рифообразующих кораллов.

Кораллы в органогенных постройках впервые появились задолго до кембрия и существовали в виде форм с хитиновым покровом, одновременно с формами с арагонитовым скелетом. Причем, и те и другие жили в очень плотных водорослево-цианобактериальных сообществах, в которых наблюдались также моллюски, раковинные биотурбаторы, археоциаты, трилобиты, первые проблематичные гидрозоа. Максимальная глубина венд-кембрийских бассейнов (возможно и кембро-ордовикских) не достигала и 100 м (чаще 25-70 м). Склоны в первые градусы, удивительная региональная выдержанность крайнемелководных обстановок «карбонатной платформы», практически полное отсутствие дифференциации по глубине – это типичные черты своеобразных субплитных бассейнов (рис. 1). В пределах палеозоя Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) автором [2] изучено развитие эпиконтинентальных бассейнов, начиная с верхнего ордовика (средний ордовик-перерыв) по начало среднего карбона. Установлена последовательность 11 фациальных поясов. Максимальное их количество характерно для карбона. В большинстве из них обнаружены табулятоморфные кораллы. На базе распространения кораллов в эпиконтинентальных бассейнах установлено две рифовые системы: Западная (средний девон-карбон) и Восточная (силур-карбон). В этих рифах участвовали, кроме кораллов, строматопороидеи, фораминиферы, зеленые и багряные водоросли, реже Cyanophyta и мшанки. Максимальные глубины эпиконтинентальных бассейнов в Западно-Сибирской субпровинции составляли не более 800 м. Палеогеографический профиль морских обстановок ордовика-карбона ЗСГ (рис. 1) близок к таковому у Дж. Уилсона. Однако, есть и отличия: 1. В нижнем силуре и нижнем карбоне установлена илистая средневодная терраса со скелетными остатками, не создающими никаких органогенных построек; 2- как латеральный аналог «бассейна» в структуре девона и силура выделяется троговый фациальный пояс, представленный глубоководными глинисто-кремнистыми отложениями. В верхнем карбоне и пермском периоде здесь существовали аридные континентальные обстановки с активной вулканической деятельностью и развитием настоящих гор до 800-1000 м. Практически в пределах всей территории ЗСГ существовал единый «лавовый» бассейн. Именно это обстоятельство было главной причиной вымирания большинства морских видов беспозвоночных.

В мезо-кайнозое в пределах Западной Сибири существовали бассейны с преимущественно кластоаквагенной седиментацией. Несмотря на огромные размеры (распространение баженовской свиты соизмеримо с размерами всей ЗСГ) глубины этих бассейнов не превышали таковые для эпиконтинентальных палеозойских бассейнов (500 м). Области карбонатообразования приурочены к основанию георгиевской свиты юры и представлены фациями крайнего мелководья (0 - 20 м). Эта зона имеет надрегиональный характер развития и характеризуется находками рифообразующих организмов: строматолитов, губок, кораллов (крайне редко), водорослей и сопутствующей биоты - моллюсков, аммонитов, фораминифер, остракод, ихнофоссилий, белемнитов, брахиопод, рыб и скафопод. В процессе их жизнедеятельности образовывались мелкие калиптры, строматолитовые маты, грейнстоуны, прослеживаемые от скважины к скважине. В пределах ЗСГ в мезо-кайнозое не было океанических бассейнов наподобие современных океанов, а существовали эпиконтинентальные бассейны с преимущественно обломочно-аквагенным типом осадка, причем, достаточно мелководных (до 500 м). Таким образом, коралловые рифы в геологической истории имели огромное значение, создавая своей жизнедеятельностью основные конструктивные элементы подводного рельефа, типы которых в принципе и определяли типы бассейнов. Большинство общепризнанных кризисов в эволюции кораллов (Є2, O2, P3-T1) на территории ЗСГ объясняется тектоническими причинами: резкой регрессией, доминированием режимов с активной вулканической деятельностью. Не относится это к кризису D3- C1, который можно объяснить только эволюционными причинами.

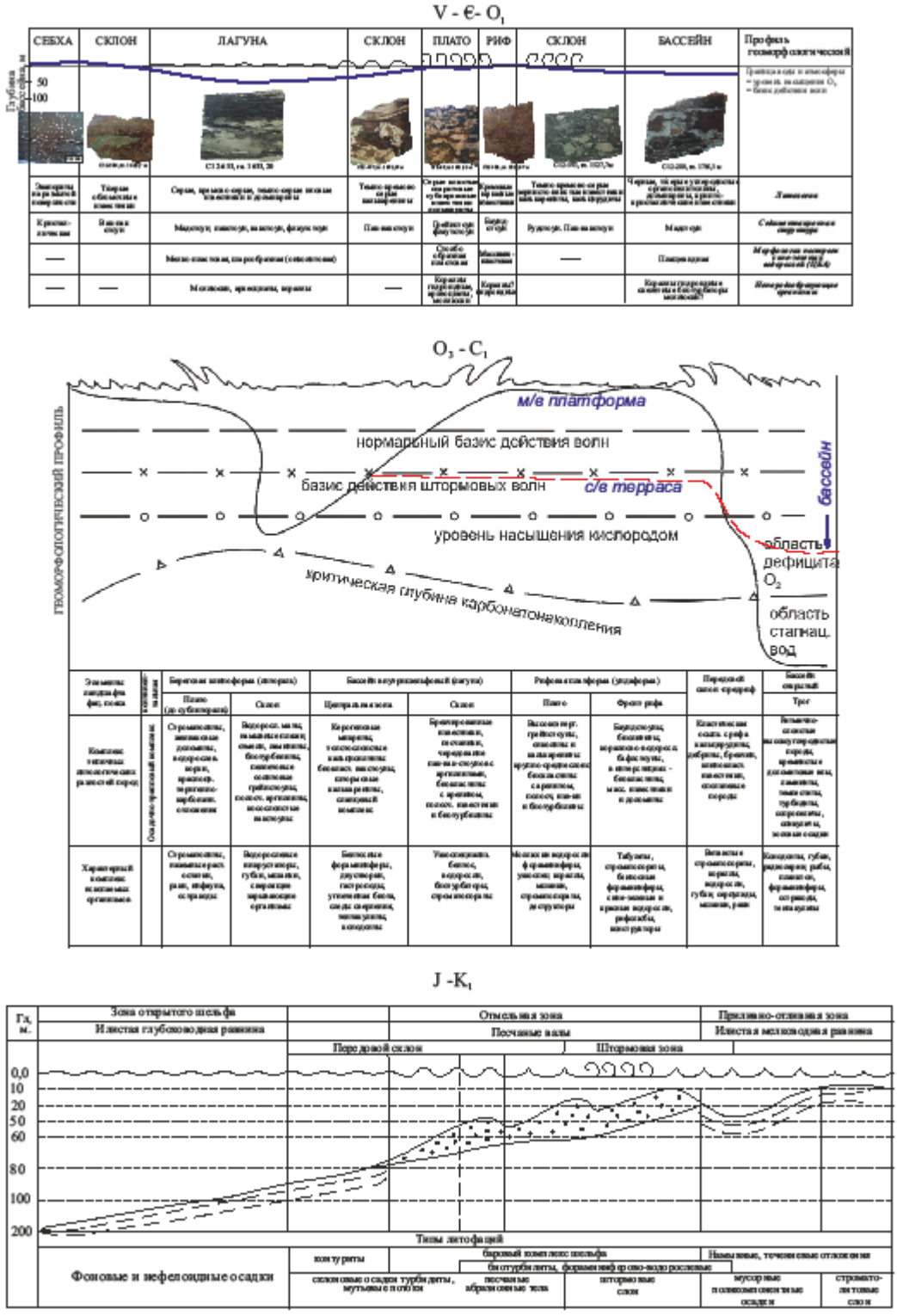


Рисунок 1 – Модели субплитных и эпиконтинентальных бассейнов Сибири

Литература:

1. *Ивановский А.Б.* Кораллы: прошлое, настоящее и будущее. М.: Наука, 1989. – 64 с.

2. *Исаев Г.Д.* Геологическая, палеогеографическая модели палеозоя Западно-Сибирской плиты и перспективы его нефтегазоносности // Георесурсы, 6(48) 2012. - С. 24-30.

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ВЕНДА-КЕМБРИЯ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ

Г.Д. Исаев[1], Н.Ф. Каячев[2], И.К. Микуленко[3]

[1]ООО НИЦ «СИБГЕОНАФТ», г. Новосибирск, e-mail: sibgeonaft@mail.ru

[2]ООО КрасноярскНИПИнефть, г. Красноярск, e-mail: KayachevNF@kr-nipineft.ru

[3]ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: mikulenko.irina@yandex.ru

На основе комплекса литологических и палеонтологических методов создана региональная седиментационная модель древнейшего бассейна. Определены литолого-петрографические критерии диагностики палеоглубин и дифференциации рельефа дна.

Построение седиментационной модели невозможно без детальных литолого-фациальных и текстурных, петрографических и биоседиментологических исследований [1]. Авторы изучили 11 скважин, вскрывших пограничные отложения венда и кембрия на юго-западе Сибирской платформы. Работы проводились на базе готовой сейсмостратиграфической и ГИС-модели [2], в которой по всем скважинам были прослежены продуктивные пласты тэтэрской и усольской свит: Б5 и Б3-4 для усть-кутского горизонта, Б2 и Б1 для осинского горизонта. Они характеризуются доминированием в разрезах карбонатных отложений. В пределах региона авторы проследили литофации биогермной зоны (рифов), рифового плато, склонов, лагуны, бассейна и себхи. Склоны выделяются как со стороны бассейна (предриф), так и со стороны лагуны. Биогермная (рифовая) зона образована баундстоунами различного типа, реже грейнстоунами и вак-пакстоунами в интерстициях каркаса, в кровлях разрезов - строматолитовыми байндстоунами. Литофации плато представлены чаще грейнстоунами и субкаркасными породами, а в обстановках лагуны чаще байндстоунами строматолитовыми и водорослевыми, голубовато-серыми долмикритами и пелитолитами. Литофации бассейна представлены чаще органопелитолитами, долмикритами и кальцилютитами с признаками мутьевых потоков, а себха – образованиями солеродного бассейна: каменной соли, ангидритов и первично-осадочных доломитов. Максимальная мощность рифов в осинском горизонте 48 м, а в усть-кутском - 36 м. Эвапоритовые фации залегают на карбонатных породах с существенным перерывом. В их кровле тоже перерыв, причем, с мощной дезинтеграцией эвапоритов. В целом, в пласте Б5 доминируют литофации лагуны, плато и бассейна, в меньшей степени рифовые и склоновые фации. Для пласта Б1 преобладают рифовые фации. Пласты Б2 и Б3-4 имеют зонально-латеральное строение с доминированием

или лагунных (Б3-4), или бассейновых (Б2) литофаций. Авторы составили (рис. 1) фациальные модели всех пластов с динамикой миграции обстановок от подошвы к кровле.

Одним из литологических критериев геоморфологической дифференциации дна палеобассейнов является характеристика склонов. Они расположены между основными единицами: себхой и лагуной, лагуной и плато, рифом и бассейном. Мощность склоновых образований от 3-5 м до 12-19 м. В составе склоновых шлейфов большую роль играют турбидиты: зерновые и мутьевые, карбонатные песчаники и рудиты, калькарениты и кальцилютиты (долмикриты) с флюидальными и турбидитными текстурами, а также штормовые, ливневые микстолиты, образовавшиеся в процессе волновой деструкции карбонатной платформы. Один абразионный цикл склоновых образований (0,2-2,2 м) представлен: внизу зерновыми турбидитами, в центре массивными клинокластовыми кальцилютитами, вверху слоистыми, иногда ритмично расслоенными пелитолитами с примесью углеродистого материала. Степень крутизны рифовых склонов можно предположить по присутствию перемещенных калиптров (до 2-5 см) силами гравитации в кальцирудитах и вак-мадстоунах скв. В-Сугдинская-2 (обр. С12-97) и скв. Могдинская-7 (обр. С12-359). Еще один петрографический признак: присутствие окатанных обломков пелспаритов (скв. Могдинская-6, обр. С12-280) в углеродистых карбонатных пелитолитах и микроблоков кальцилютитов в отложениях с признаками гравитационной деформации на склоне (клинокластовые и оползневые текстуры). Первое указывает на наличие крутых обрывов (10-25 м), а второе – на крайне пологие поверхности литификации (первые градусы), когда диагностируются первые признаки гравитации в рыхлом илистом осадке. То же самое можно утверждать и по интерпретации клинокластовых рудстоунов и кальцирудитов, которые также фиксируют начальные моменты воздействия гравитации.

Аллохтонность органогенных построек нельзя объяснить только развитием уступов, она обусловлена и наклоном (кратковременным) поверхности, появившейся сразу же после образования осадка (до 30º). Глыбы, валуны, трипп каменной соли в чистых карбонатных породах рифового плато (кровля Б1) и в штормовых отложениях - признак дифференцированного рельефа (15-25º) на момент деструкции эвапоритового комплекса. Но это частный случай (для поздних стадий развития, в моменты деструкции), как и присутствие перемещенных калиптров по склону (2 случая) силами гравитации. Большинство признаков (текстуры, литолого-петрографические данные, типы склонов и их отложений, анализ мощности) указывают на крайнюю мелководность изученного палеобассейна: до 25 м в лагуне, до 50 м в остановках открытого бассейна. Это подтверждается и биофациальным анализом – развитием эвфотических групп биоты во всех зонах. Признаки строматолитов имеются даже в самых «глубоких» участках лагуны и

бассейна. Таким образом, комплекс литологических, петрографических, палеонтологических методов позволяет не только определить латеральную последовательность обстановок, построить динамическую седиментационную модель во времени и в пространстве, но и конкретизировать палеогеоморфологический профиль палеобассейна.

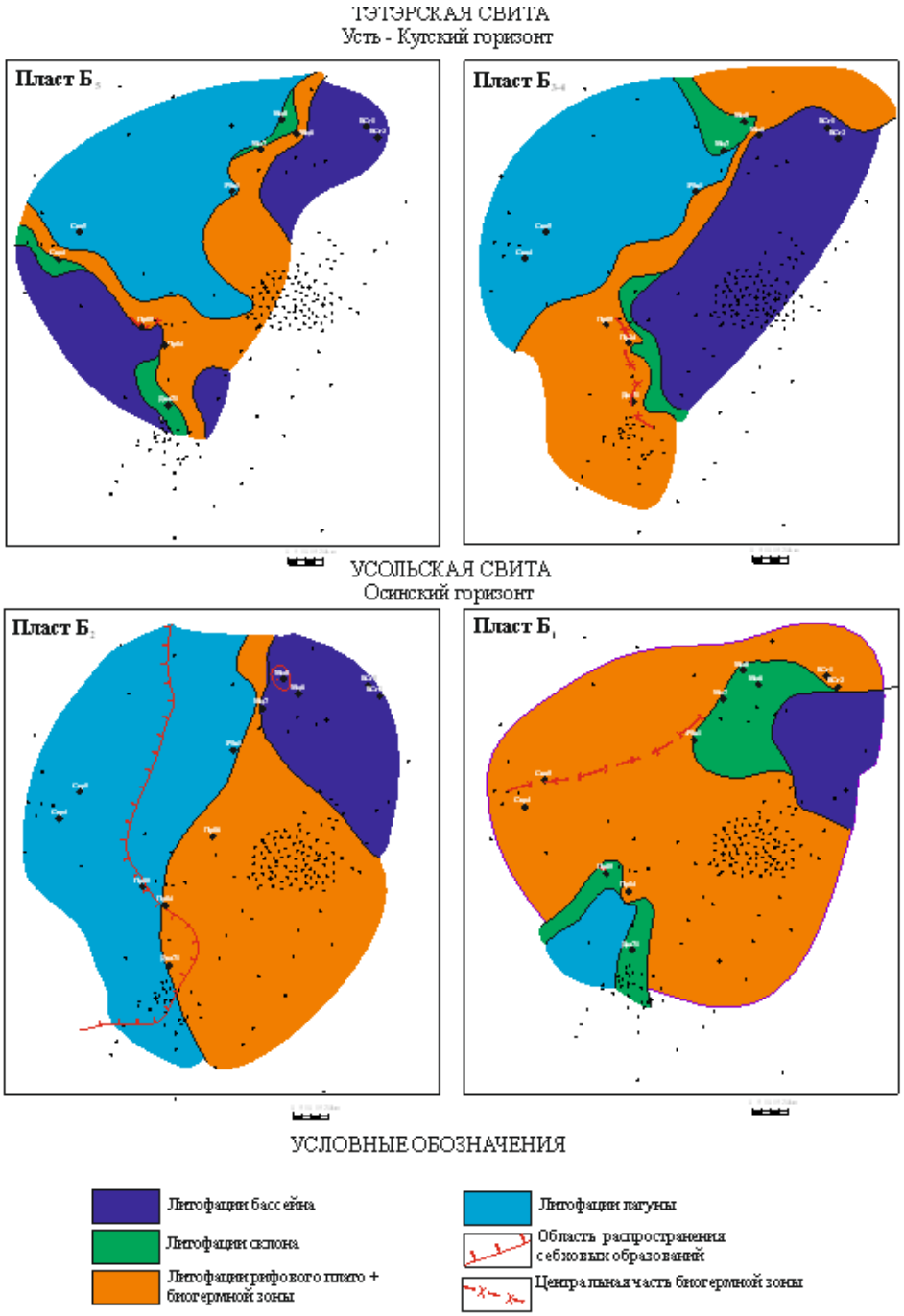


Рисунок 1 – Фациальные модели (по подошве) продуктивных пластов венда-кембрия

Литература:

1. *Исаев Г.Д.* Биоседиментология - новое направление в естезвознании и нефтяной геологии // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Мат-лы VII Всерос. литол. совещ. Т.I. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. – С. 375-379

2. *Шемин Г.Г.* Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Ненско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2007.- 467с.

ВОЗРАСТНОЕ ОГРАНИЧЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТИЛЛИТОВ БАЙКОНУРСКОЙ СВИТЫ (УЛУТАУ): ДАННЫЕ U-PB ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ МЕТОДОМ LA ICP-MS И SR- ХЕМОСТРАТИГРАФИИ

Н.А. Каныгина[1], А.А. Третьяков[2], Ф.И. Жимулев[3]

[1]ГИН РАН, Москва, e-mail: kanygina.nadia@gmail.com

[2]ГИН РАН, Москва, e-mail: and8486@yandex.ru

[3]ИГМ СО РАН, Новосибирск, e-mail: zhimulev@igm.nsc.ru

В данной работе в результате литологических, петрографических и изотопно-геохимических исследований установлен возраст тиллитов байконурской свиты и опровергнута точка зрения, что тиллиты относятся к отложениям сатанской свиты.

Улутауский древний континентальный блок расположен на западе Центрального Казахстана и является одним из наиболее крупных докембрийских сиалических массивов этого региона. К западной части массива приурочен протяженный Байконурский синклинорий, в разрезе которого преобладают венд-кембрийские отложения улутауской серии. В ее основании залегает тиллитовый горизонт байконурской свиты. Верхний предел накопления ограничивается ранним кембрием на основании согласного налегания на их фаунистически охарактеризованных отложений коктальской свиты. Нижний возрастной предел не известен, так как подстилаются тиллитовые образования отложениями курайлинской и бозингенской свит, условно отнесенных к венду. Таким образом, целью проведенных работ было определение возрастных ограничений накопления тиллитов байконурской свиты и изучение состава и возраста питающих провинций. Изучение проводилось в центральной части синклинория в районе слияния рек Байконур и Курайлы. Также были изучены конгломераты сатанской свиты, которые считаются аналогами байконурской свиты.

Для определения возрастного ограничения накопления тиллитов было проведено изучение геохимических и Sr изотопных характеристик обломков карбонатных пород.

По результатам геохимических исследований установлено, что карбонатные гальки представлены в основном доломитом (Mg/Ca > 0.5), реже – известковистым доломитом (0.3 < Mg/Ca < 0.5). Основная часть доломитов не удовлетворяет критериям сохранности, используемым при Sr-изотопных исследованиях доломитов: Mn/Sr ≤ 1.2, Fe/Sr≤ 3.0 [1]. Полученные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатной гальке из тиллитового горизонта байконурской свиты варьирует в интервале от 0.71514 до 0.72087 (определено на Triton Plus в АЦ ИГиГ УрО РАН). Столь высокие значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ указывают на их постседиментационные преобразования и не могут быть использованы в целях Sr хемостратиграфии для определения временного интервала седиментации.

Для U-Pb изотопного датирования детритовых цирконов методом LA ICP-MS было отобрано две пробы из песчаного матрикса тиллитов нижней и верхней частей разреза байконурской свиты и одна проба из матрикса конгломератов сатанской свиты. Исследования проводились в Университете Гонконга. Были рассмотрены распределения возрастов цирконов с конкордантностью более 90%.

Минимальный возраст детритового циркона соответствует 650 млн.лет (по 5 зернам), что позволяет рассматривать этот возраст в качестве нижнего ограничения по времени формирования тиллитов байконурской свиты. Таким образом, можно уверенно предполагать, что накопление тиллитов происходило в течение венда.

При этом нужно обратить внимание на то, что петрографическое разнообразие галек магматических пород тиллитов (рассланцованные гранитоиды и порфироиды, а также сиениты) в целом соответствуют докембрийским образованиям Улутауского массива. Это позволяет рассматривать комплексы его фундамента в качестве основных источников сноса. Так основная часть детритовых цирконов песчаного матрикса тиллитов имеет возраст в интервале 890-650 млн. лет, среди которых может быть выделена популяция цирконов с возрастом от 890 до 830 млн. лет, от 830 до 730 и от 694 до 650 млн. лет.

Выделены две весьма незначительные по объему популяции цирконов с возрастом 1.0-1.2 млрд. лет и 900-910 млн. лет. В пределах Улутауского массива магматические комплексы данного возраста не обнаружены. Незначительное количество зерен с этим возрастом может указывать на локальный характер данного события или удаленность источников сноса. Необходимо отметить, что среди цирконов с конкордатными значениями были встречены единичные округлые незональные или не отчетливо зональные зерна с возрастом 2.4-2.6 млрд. лет и отношением Th/U 0.4-0.6, что является свидетельством проявления палеопротерозойского этапа эволюции Улутауского блока. Таким образом, результаты изотопно-геохронологического изучения детритовых цирконов указывают на ведущую роль в строении фундамента Улутауского массива неопротерозойских

магматических комплексов, являвшихся основными источниками сноса при формировании в венде тиллитов байконурской свиты при подчиненном участии мезо- и палеопротерозойских образований.

При этом горизонт конгломератов сатанской свиты резко отличается от байконурских тиллитов. Галька в отложениях этой свиты представлена слабоокатанными обломками вулканитов, сцементированных кремнистым цементом, представляя собой внутриформационные конгломераты. Об этом так же свидетельствуют данные датирования детритовых цирконов. В отложениях этой свиты выявлена лишь одна популяция цирконов с возрастом около 800 млн лет, что указывает на единственный источник сноса при накоплении песчаников сатанской свиты. Таким образом, форма обломков, их монотонный петрографический состав и узкий диапазон возрастов детритовых цирконов резко отличает их от тиллитов байконурской свиты и не могут быть их аналогами.

Для уточнения верхнего возрастного ограничения образования тиллитов байконурской свиты были проведены геохимические и изотопные исследования перекрывающих карбонатных пород коктальской свиты, находящихся вблизи контакта этих свит. Исследование содержаний Mn, Fe, Sr, Mg и Ca проводилось атомно-абсорбционным методом на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Установлено, что породы коктальской свиты представлены в основном известняками (Mg/Ca~0.024) с небольшим количеством терригенной примеси: 5-15%. Количество Mn имеет высокие значения и составляет от 210 до 1090 ppm. Количество Fe имеет широкий разброс концентраций и изменяется от 470 до 2660 ppm. Зависимости между количеством нерастворенного остатка и ростом содержания Mn и Fe не наблюдается, так же как и нет зависимости между Mn и Fe. Количество Sr варьирует от 720 до 1550 ppm. Все образцы удовлетворяют критериям сохранности, используемым при Sr-изотопных исследованиях известняков: $Mn/Sr \leq 0.2$, $Fe/Sr \leq 5.0$ [1]. Это говорит о малой степени изменения карбонатных пород коктальской свиты и их пригодности для дальнейших хемостратиграфических исследований.

В ходе изотопных исследований было установлено, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных карбонатных породах коктальской свиты варьирует в узком интервале от 0.70925 до 0.70937. В верхней части разреза наблюдается повышение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ до 0.70951. Изотопный состав стронция определялся на многоколлекторном приборе Triton Plus фирмы Thermo Fisher Scientific в одноленточном режиме с использованием Та-эммитера (Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН).

За последние десятилетия накоплен обширный материал по изотопным характеристикам карбонатных отложений различных временных интервал. При

сопоставлении полученных данных с кривой вариаций изотопного состава стронция в кембрийском палеоокене [2] можно утверждать, что накопление карбонатных пород коктальской свиты происходило около 500 млн лет назад. Это указывает на то, что тиллиты байконурской свиты, наиболее вероятно, образовались в позднем венде во время панафриканского оледенения, 545 млн лет назад.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что тиллиты байконурской свиты образовались в позднем венде в пределах древнего континентального Улутауского блока. Отложения сатанской свиты не являются образованиями ледникового генезиса. Они образовались в результате разрушения единственного источника – неопротерозойских вулканитов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-33076).

Литература:

1. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П.* Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3-39.
2. *Montanez, I. P., Osleger, D. A., Banner, J. L., Mack, L. E., Musgrove, M.* Evolution of the Sr and C isotope composition of Cambrian Oceans// GSA Today. 2000. V. 10. P. 1–7

ВЕНДСКИЕ ТИЛЛИТЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА: ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПОРОД ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ, КОРРЕЛЯЦИЯ

Е.А.Караковский[1,2], А.И.Прошенкин[2]

[1]*НГУ, Новосибирск, e-mail*: *karakovskij@yandex.ru*

[2]*ИГМ СО РАН, Новосибирск, e-mail*: *efletnik@igm.nsc.ru*

В данной работе на основе данных U-Pb датирования детритовых цирконов методом лазерной абляции и литологического изучения тиллитов был изучен тиллитовый горизонт венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента и обоснованы основные этапы тектоно-магматической активности этого континентального блока. На основе полученных результатов проведена корреляция основных этапов седиментации и тектоно-магматической активности в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента и других крупных тектонических блоков для решения вопроса о его сонахождении с ними в своей докембрийской истории.

В позднем докембрии существовало несколько эпох глобальных оледенений – Стертовское, Марино, Гаскье, Байконурское. Проявление одного из них наблюдается в

основании венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента и представлено тиллитами хубсугульской серии. До настоящего момента нерешенным остается вопрос о возрасте этого оледенения. Кроме того, существует неоднозначность в геодинамических реконструкциях. Так, Тувино-Монгольский микроконтинент в неопротерозое одними исследователями относится к активной континентальной окраине Сибирской платформы [3], другими к гондванской группе континентальных блоков [2]. Для решения этих вопросов было проведено изучение детритовых цирконов из тиллитового горизонта хубсугульской серии. Это позволило оценить возрастные интервалы магматической активизации в пределах этого тектонического блока и ограничить верхний временной предел их образования. Исследования проводились методом LA-ICP-MS в Университете Гонконга на масс-спектрометре Agilent 7500a. В работе учитывались значения возраста 73 зерен детритовых цирконов с конкордантностью выше 90%.

Наиболее молодая популяция цирконов тиллитов имеет возраста около 700 млн лет. При этом, результаты U-Pb изотопного датирования детритовых цирконов из песчаников верхнешумакской свиты чехла Тувино-Монгольского микроконтинента указывают на то, что нижняя возрастная граница формирования терригенных отложений верхнешумакской свиты не древнее 630 млн лет [4]. Следов древних ледниковых процессов в них не обнаружено. Осадконакопление перекрывающих карбонатных отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (боксонская и хубсугульская серии) происходило с интервале 600-520 млн лет [1]. Таким образом, накопление тиллитов хубсугульской серии происходило в интервале 700-630 млн лет. Что соответствует оледенению Марино.

На основе полученных данных можно выделить несколько возрастных диапазонов тектоно-магматической активности на данной территории – 730-750, 780-840, 890-930, 980-1120, 2000-2400, 2550-2700 млн лет. Четко выделяются два основных пика тектоно-магматической активности в неопротерозое. Это 825 млн. лет (27 зерен) и 738 млн. лет (24 зерна). При этом в матриксе этих ледниковых отложений популяции детритовых цирконов аналогичны таковым в песчаниках верхнешумакской свиты. Это указывает на единые источники сноса в составе питающих провинций в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента и свидетельствует о том, что изученные цирконы отражают возрастные рубежи основных тектоно-магматических событий в пределах изучаемого микроконтинента.

Изобилие цирконов с возрастом от 980 до 730 млн лет указывает на длительное развитие этого континентального блока в неопротерозое и проявление тектоно-магматической активности в мезопротерозое (1,2-1,0 млрд лет). Следует отметить отсутствие цирконов с возрастами около 1,8 млрд лет, столь характерных для пород Сибирской платформы. Это и наличие временных интервалов тектоно-магматической активности не

характерных для южной окраины Сибирской платформы однозначно указывает на отсутствие связи с питающими провинциями Сибирской платформы. Проведенные корреляции распределения детритовых цирконов в тиллитах хубсугульской серии и одновозрастных отложениях краевых частей юга Сибирской платформы – оселковой серии и большепатомской свиты, подтвердили данный вывод. Датирование детритовых цирконов показало, что формирование тиллитов хубсугульской серии происходило в результате разрушения пород питающими провинциями, которыми послужили породы этого тектонического блока - породы неопротерозойской активной континентальной окраины, гранитоиды Сумсунурского комплекса, а также древние протопротерозойские и неоархейские кристаллические образования Гарганской глыбы.

Тестирование возможного сонахождения в неопротерозое осадочных бассейнов Тувино-Монгольского микроконтинента с другими древними континентальными блоками позволило предположить наиболее возможный вариант. Исключение континентальных блоков с проявлением тектоно-магматической активности в мезопротерозое и позднем палеопротерозое (до 2,0 млрд лет) позволило рассматривать вхождение Тувино-Монгольского в состав Таримского блока. Корреляция истории геологического развития этих двух блок имеет много общих магматических и седиментационных событий. Так в формации Куругтаг в фундаменте Таримского блока выходят кристаллические образования с возрастом 2,5-2,6 млрд лет, граниты с возрастом 790 млн лет и активная тектоно-магматическая деятельность в интервале 730-700 млн лет. Распределение популяций детритовых цирконов в отложениях венда Тувино-Монгольского микроконтинента, включая тиллиты, и позднедокембрийских осадочных образованиях формации Куругтаг показали аналогичную историю развития в неопротерозое. В результате распада Родинии, они стали самостоятельными блоками, судя по всему, на рубеже с 700 до 650 млн лет, где в результате задугового спрединга произошло отчленение Тувино-Монгольского блока. Различная история этих двух континентальных блоков в конце докембрия объясняет различия в составе их питающих провинций при движении ледников при оледенении Марино, что четко прослеживается при изучении распределения возрастов детритовых цирконов.

В результате проведенных исследований, установлено, что тиллиты хубсугульской серии образовались в период глобального оледенения Марино – 650-635 млн лет назад. Возрастные популяции детритовых цирконов и их морфологические особенности из матрикса тиллитов основания хубсугульской серии подобны таковым для цирконов из верхнешумакской свиты и отражают состав питающих провинций Тувино-Монгольского микроконтинента. В неопротерозое питающие провинции Сибирской платформы не являлись источниками сноса для отложений Тувино-Монгольского микроконтинента. Этот

микроконтинент имеет аналогичную историю тектоно-магматической активности и седиментогенеза с формацией Куругтаг Таримской платформой в неопротерозое до 700 млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-35-20516) и гранта Президента РФ МК-6608.2015.5.

Литература:

1. *Вишневская И.А., Летникова Е.Ф.* Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента. Геология и геофизика. 2013. т.54. №6. с. 741-763.
2. *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии //Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 59.
3. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М. ПРОБЕЛ-2000. 2004. 192 с.
4. *Школьник С.И., Летникова Е.Ф. и др.* U-Pb датирование методом LA ICP MS детритовых цирконов из метатерригенных отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские гольцы, Восточный Саян). Доклады академии наук. т.454. №4. с.452-455. 2014.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВАНАВАРСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА КАТАНГСКОЙ СЕДЛОВИНЫ В СВЯЗИ С ЕЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

Н.Ф. Каячев, И.А. Котельников, А.И. Перелыгин

ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», г. Красноярск, e-mail: KayachevNF@kr-nipineft.ru

Фациальный анализ осадочных отложений имеет важное значение в повышении эффективности геолого-разведочных работ на всех стадиях от поисков до разработки месторождений углеводородов. В докладе рассмотрены фациальные условия формирования осадочных отложений продуктивных горизонтов ванаварской свиты венда Катангской седловины Восточной Сибири, на основании которых сделаны выводы о перспективах нефтегазоносности отдельных лицензионных участков.

Осадочные отложения ванаварской свиты венда в пределах Катангской седловины залегают со стратиграфическим несогласием на отложениях рифея и породах фундамента, интерес к изучению которой обусловлен ее нефтегазоносностью. Разрез ванаварской свиты по данным литологического изучения керна скважин и материалам ГИС подразделяется на 8 пачек, объединяемых в 2 подсвиты [2]. В отложениях свиты прослежено 6 горизонтов

песчаников и алевролитов мощностью от 0,5-3,0 до 15-18 м, которые выделяются в качестве продуктивных пластов Вн-I - Вн-VI.

При фациальных построениях продуктивных отложений ванаварской свиты нами использовались данные описания керна скважин (29), материалы ГИС (79 скв.), результаты гранулометрического анализа пород (870 проб), описания шлифов. Первоначально по всем скважинам по данным ГИС были уточнены литолого-стратиграфические разбивки продуктивных пластов Вн-I - Вн-VI, проведена их корреляция по профилям, построены структурные карты, карты мощностей, являющихся основой фациальных реконструкций. На основании комплексного анализа материалов по каждой скважине определялась фациальная принадлежность отложений ванаварской свиты с упором на продуктивные горизонты. Объективность реконструкций основывалась подбором соответствующей седиментационной модели, отражающей пространственное распределение палеогеографических обстановок, полученных в результате фациального анализа по скважинам. В частности, для реконструкции условий формирования осадочных отложений ванаварской свиты нами были применены 2 модели:

1. Седиментационная модель флювиальных (континентальных) условий формирования осадочных отложений [3].
2. Седиментационная модель приливно-отливной равнины и прилегающего барьерного острова [4].

На первом этапе для палеогеографических реконструкций формирования отложений ванаварской свиты были построены фациальные разрезы по ортогональным маршрутам. На фациальных разрезах можно проследить фациальную изменчивость конкретных пластов по латерали, а также эволюцию формирования отложений вверх по разрезу. Пример фациального разреза по профилю скважин маршрута 2 приведен на рисунке (Рис. 1).

Применение комплекса литологических методов с использованием каротажных кривых (ГК) позволило определить фациальную принадлежность и реконструировать палеогеографическую обстановку накопления отложений ванаварской свиты с упором на продуктивные горизонты (Вн-I - Вн-VI). Все многообразие наблюдаемых палеообстановок сведено к пяти группам, которые, в свою очередь, разделяются на самостоятельные макрофации.

I. Континентальные: флювиальные отложения, внутренних водоемов (озерные).

II. Переходные: дельтовые, авандельтовые конусы выноса.

III. Прибереговые: приливно-отливные, пляжевые.

IV. Мелководно-морские: песчаные бары, лагуны (забаровые, межбаровые).

V. Морские: фации дальней зоны шельфа, отложения мелкой, глубокой сублиторали.

Общая эволюция условий формирования терригенных отложений ванаварской свиты заключается в следующем. В ранневанаварское время большая часть Катангской седловины представляла собой область денудации. Размыву подвергались гранитогнейсы фундамента, а также рифейские терригенно-карбонатные отложения. На фоне преобладания трансгрессивных циклов седиментации над регрессивными происходит постепенное затопление территории и смена континентальных условия формирования терригенных отложений на морские. Изохронно, например, для пласта Вн-IV на юго-западе условия седиментации были морские (скв. Дл1), а на северо-востоке – континентальные (север Джелиндуконской площади). Отражение фациальных особенностей формирования терригенных отложений ванаварской свиты в пределах Катангской седловины по разрезам скважин сведено в графических приложениях. Приуроченность к различным фациальным зонам делает проблематичным проведение границы между подсвитами ванаварской свиты не только по кровле пласта Вн-IV, как справедливо указывает Б.Б. Кочнев [1], но и по подошве пласта Вн-II.

Результаты, полученные авторами, в целом подтверждают выводы относительно условий формирования ванаварской свиты Катангской седловины, сделанные Б.Б. Кочневым [1]. Различие заключается в конкретном выделении фациальных комплексов с оценкой их нефтепродуктивности. На втором этапе авторами составлены палеогеографические карты условий формирования отложений ванаварской свиты с прослеживанием фациальных групп (баровых тел, пляжевых отложений) по площади, которые использованы при оценке нефтеперспективности конкретных лицензионных участков.

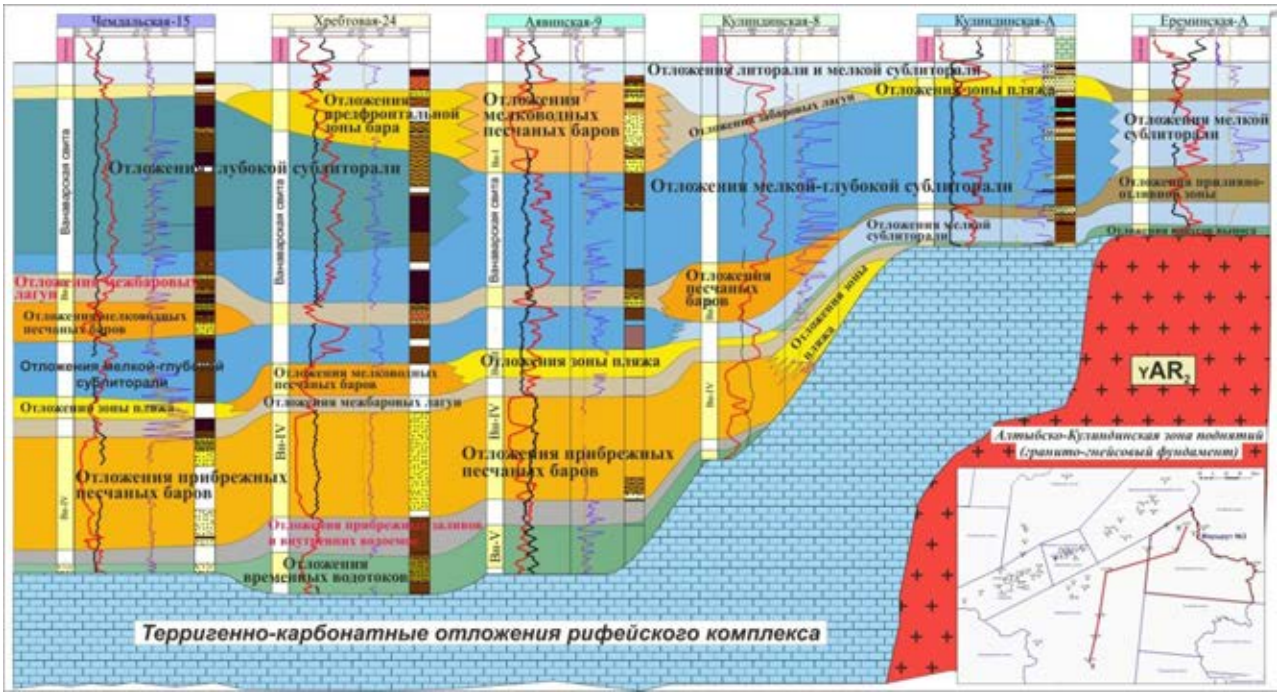


Рисунок 1 - Фациальный разрез отложений ванаварской свиты по профилю 2.

Примечание. Номера скважин на разрезе изменены.

Литература:

1. *Кочнев Б.Б.* Обстановки осадконакопления ванаварской свиты венда Сибирской платформы. // СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2008, Т. 16. №1. С. 22-33.
2. *Мельников Н.В.* Стратиграфические несогласия в разрезе венда Катангской седловины. // Геология и геофизика, 1994. Т. 35. №4. С. 27-35.
3. Обстановки осадконакопления и фации. Пер. с англ./ Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с.
4. *Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 439 с.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЭВОЛЮЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Г.Л. Кириллова

ИТиГ ДВО РАН, Хабаровск, e-mail: kirillova@itig.as.khb.ru

В хронологическом порядке проанализирована эволюция мезозойских осадочных бассейнов Дальнего Востока под влиянием глобальных и региональных событий.

В течение мезозоя на Востоке России существовало всё многообразие геодинамических обстановок: внутриплитная рифтогенная, конвергентная и трансформная [1, 2, 3]. В позднетриасово-раннеюрское время в зоне конвергенции Изанаги-Фараллон и Евразийской плит формировалась мощная аккреционная призма, а западнее жёсткие кратоны обрамлялись обширными шельфовыми морями с богатой фауной, в которых аккумулировались терригенные осадки.

После среднеюрской коллизии Сибирского и Китайского кратонов вдоль Монголо-Охотской сутуры образовалась цепь постколлизионных осадочных бассейнов, заполнявшихся верхнеюрско-меловой терригенной угленосной молассой на западе и прибрежно-морскими осадками на востоке (Удской, Торомский бассейны).

Время дисперсии Пангеи, образования океанов в поздней юре коррелируется с движением плиты Фараллон на северо-восток и возникновением субмеридиональной рифтовой системы на окраине Азии, вдоль которой заложились бассейны Сунляо, Амуро-Зейский [4]. В это же время на востоке существовала континентальная окраина андийского типа. Край Бурея-Цзямусы-Ханкайского супертеррейна обрамлялся в поздней юре-берриасе

форландовыми бассейнами (Буреинский, Партизанский, Раздольненский) и флексурообразным Саньцзян-Среднеамурским бассейном (рис. 1).

В валанжине – среднем альбе косая субдукция плиты Изанаги обусловила образование окраины трансформного типа [4, 5], активизацию левосдвиговых перемещений и формирование присдвиговых бассейнов (pull-apart), заполнявшихся турбидитами. В апте в результате реорганизации движения плит формируются эпиокеанические островные дуги, преддуговые на Западном Сахалине и задуговые на Сихотэ-Алине бассейны, заполнявшиеся терригенными угленосными осадками с вулканокластикой.

В середине альба к континенту аккретируются террейны, внедряются граниты, формируется сложная чешуйчато-надвиговая структура. В позднем мелу фронтальная субдукция плиты Кула вызывает формирование Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, продолжают накапливаться шельфовые терригенные осадки в преддуговых и задуговых бассейнах, а во внутриконтинентальных (рис. 2) рифтовая стадия сменяется стадией пострифтового погружения (Амуро-Зейский бассейн).

Литература:

1. *Кириллова Г.Л.* Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины Юго-Восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника, 2005, № 5. С. 62-82.

2. *Кириллова Г.Л.* Этапы позднемезозойского и кайнозойского рифтогенеза на юго-востоке России и в сопредельных регионах в связи с проблемой нефтегазоносности // ДАН, 2008. Т. 419, № 1. С. 104-107.

3. *Цао С.К., Кириллова Г.Л., Сорокин А.П., Каплун В.Б., Цао Х.С., Цю Ю., Чжан Ю.Дж.* Строение, эволюция Суньу-Цзяинского бассейна северо-восточного Китая и его связь со структурами Зейско-Буреинского бассейна российского Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 6. С. 68-78.

4. *Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А.* Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994, № 6. С. 3-24.

5. *Seton M., Müller R.D., Zachirovic S, Gaina C., Torsvik T., Shepard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M.* Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma // Earth-Science Reviews. 2012. V. 113. P. 212-270.

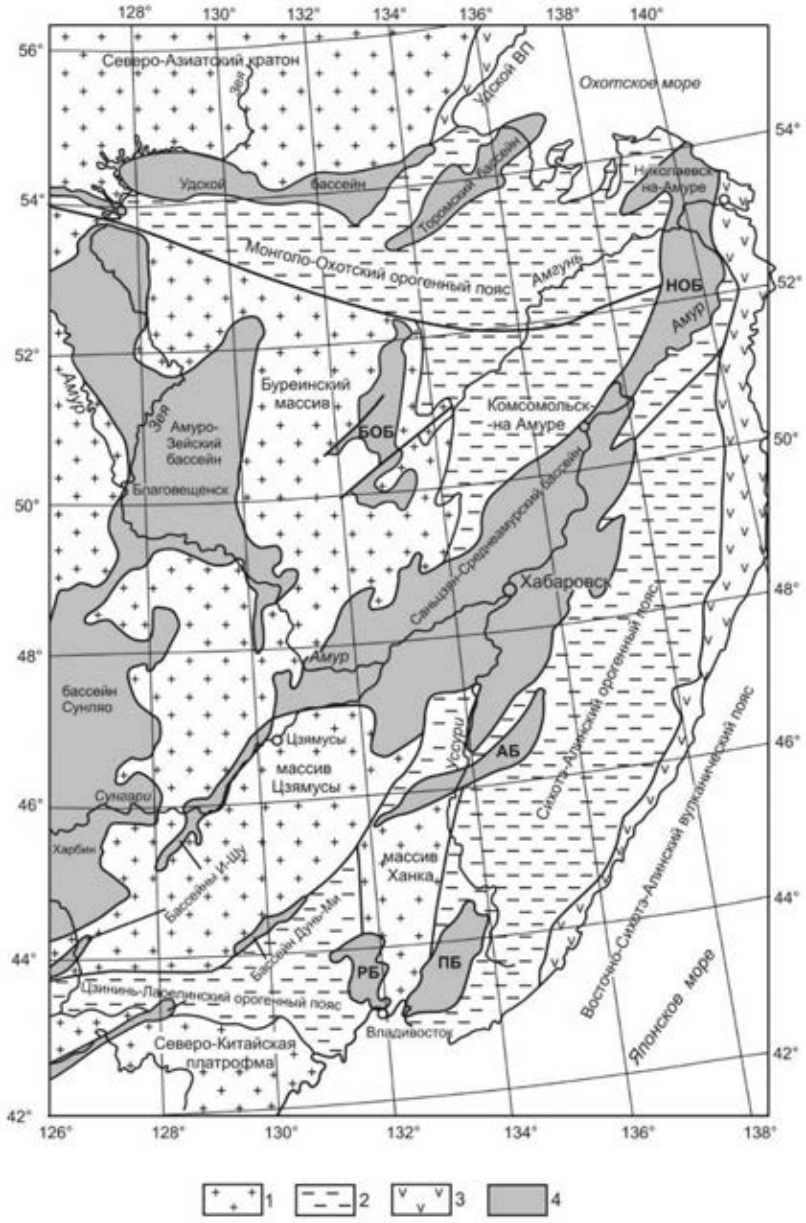


Рисунок 1 – Осадочные бассейны и основные структурные элементы юго-восточной России и прилегающих территорий: 1 - древние кратоны и массивы; 2 - орогенные пояса; 3 - вулканические пояса; 4 - осадочные бассейны: АБ - Алчанский, БОБ - Буреинский, ПБ - Партизанский, РБ - Раздольненский, НОБ - Нижнеамурский

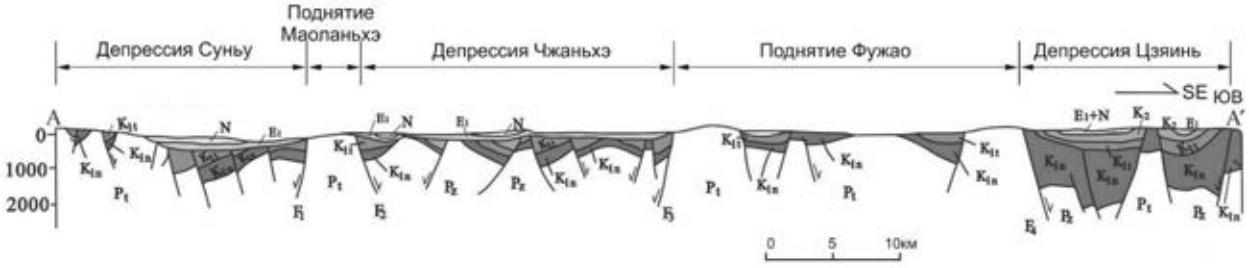


Рисунок 2 - Геологический разрез по материалам сейсмического профилирования и геолого-съемочных работ [3]

ЭВОЛЮЦИЯ ДНЕСТРОВСКОГО ПЕРИКРАТОННОГО ПРОГИБА

М.С. Ковальчук

ИГН НАН Украины, г. Киев, e-mail: kms1964@ukr.net

В статье рассмотрена эволюция осадконакопления в пределах Днестровского перикратонного прогиба. Наличие разнообразной диагенетической минерализации, «карбонатной платформы», значительной битуминозности осадочных образований, данные предварительных исследований минерагенического и нефтегазоносносного потенциала осадочных образований Днестровского перикратонного прогиба дают основания считать эту структура перспективной на ряд полезных ископаемых.

Днестровский перикратонний прогиб является юго-восточным звеном Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий, которая существовала на протяжении поздневендского – раннедевонского времени. Сложное геолого-тектоническое строение территории и значительные дифференцированные амплитуды прогибаний привели к накоплению в пределах Днестровского перикратонного прогиба мощной толщи осадочных образований. Каждая из осадочных серий отражает свой специфический ход накопления осадков, присущий только ей. В разрезе перикратонного прогиба развиты отложения вендской системы (могилев-подольская и каниловская серии мощностью до 500 м на Подольском склоне Украинского щита и до 900 м в западном Причерноморье), кембрия (балтийская, бережковская, смолярская серии мощностью до 800 м), ордовика (молодовская и выживская серии, до 80 м), силура (яругская, малиновецкая и скальська серии, а также их аналоги мощностью до 400 м) и нижнего девона (тиверская и днестровская серии мощностью 1800 м).

История геологического развития Днестровского перикратонного прогиба начинается из формирования отложений могилев-подольской серии, которая ознаменовала трансгрессию вод Мирового океана. Четко прослеживается изменение нижней части разреза континентального генезиса (ольчедаевские слои) морскими фациями (ломозовские, лядовские слои).

В ольчедаевское время большие конусы выноса речных долин были благоприятным местом для формирования стратиформного оруденения. Для этого разреза характерна рудно-металлогеническая специализация с многочисленными месторождениями и проявлениями флюорита, лития, полиметаллического и золотого оруденения и др. Ярышевско-нагорянский бассейн характеризовался спокойной гидродинамикой, слабой аэрацией дна; в калюсское время – застойным характером вод с признаками сероводородного заражения и обогащением многих пластов осадков рудными элементами (в том числе и золотом), органикой.

Особенности бассейна имели значительное влияние на формирование и закономерности распределения фосфоритовой минерализации (в том числе с внутренней полиметаллической минерализацией), которая локализована в калюсских, меньшей мерой – зинковских и джурживских слоях. В палеоструктурных ловушках фосфоритовая минерализация сопровождается полиметаллическим оруденением пород субстрата. Эпигенетическое оглеение фосфоритсодержащих пород выражено в формировании зон инфильтрационной золотоносности.

В каниловское и балтийское время трансгрессия достигает максимума. Для большей части перикратонного прогиба, особенно Подольского выступа, четко наблюдается седиментационная цикличность с образованием в полных разрезах четырех ритмов, которые выделяются в ранге свит (снизу вверх – даниловская, жарновская, крушановская, студеницкая), а их составные элементы – в ранге слоев. Диагенетическая минерализация представлена прослойками и линзами фосфатного материала, зернами глауконита, глобулярным пиритом, карбонатными линзами в верхней части разреза и прослоями бентонитовых глин в нижней части. На начальных стадиях развития регрессии в балтийское время откладывались тонкозернистые глинистые осадки с прослойками конгломератов. В бережковское время образовались мощные толщи кварцевых песчаников. Образование кембрия содержат аутигенный глауконит, стяжения пирита.

В ордовике на Волыно-Подолии существовал непостоянный по размерам мелководный бассейн. Ордовикских трансгрессий было не менее трех (беличевская, гораевская и субицкая), что свидетельствует о неустойчивом тектоническом режиме территории. Литогенетическая минерализация представлена повсеместной рассеянной сульфидной минерализацией карбонатных образований. В отдельных разрезах установлена рассеянная золотоносность.

Силурийский период развития Днестровского перикратонного прогиба был ознаменован мощным карбонатным осадконакоплением. Образования силура характеризуются горизонтальным залеганием, преимущественно карбонатным и глинисто-карбонатным составом, несущественным изменением мощностей, относительной фациальной выдержанностью. В пределах Ковельско-Хотинской структурно-фациальной зоны образовались различные лагунные (в последствии домерити и доломиты), отмельно-баровые (в последствии детритусовые и биогермные известняки) и открыто-шельфовые (в последствии глинистые, комковатые и плитчатые известняки) осадки. Восточная часть Волыно-Подольской моноклинали представляла собой область накопления неритовых карбонатных отложений, характерных для шельфа, западная – батиальных карбонатно-глинисто-терригенных отложений. Характерной особенностью силурийского бассейна

является четкая продольная зональность: от отложений платформенного шельфа, которые представлены карбонатным, карбонатно-глинистым и глинистым типами разреза. Каждая из серий силура отражает свой специфический ход накопления осадков, присущий только ей.

Для образований силура характерна сульфидная минерализация, которая представлена как тонкой сульфидной вкрапленностью, так и массивными сульфидными скоплениями. Для большинства свит верхнего отдела силура увеличение доломитовой составляющей карбонатных и терригенно-карбонатных пород происходит на восток вкрест простиранию от более глубоких горизонтов шельфа к периферии бассейна. Битуминозными являются известняки тернавской (суршинская подсвита), баговицкой (мукшинская подсвита), цвикливской (сокольская подсвита), варницкой, звенигородской свит нижнего и верхнего силура, а также мергели цвикливской (берновская подсвита), трубчинской свит верхнего силура. Отложения, сформировавшиеся в условиях лагуны были в разной степени загипсованы. С карбонатными образованиями силура связанна золотоносность.

Постоянные погружения Днестровского перикратонного прогиба на протяжении тиверского этапа привели к перманентной регрессии морского палеобассейна, которая сопровождалась его постепенным сужением и обмелением, замещением фаций открытого шельфа более мелководными фациями, увеличением поступления терригенного материала. В разрезах тиверской серии наблюдается вертикальная и горизонтальная миграция фаций вследствие замещения по вертикали и в сторону платформы разрезов морских отложений субконтинентальными. Основным процессом диагенетических и катагенетических изменений и преобразований тиверских карбонатных отложений является их перекристаллизация. Для карбонатных пород характерна доломитизация.

Днестровский палеобассейн представлял собой значительную по площади аллювиальную равнину, где локальные фациальные обстановки седиментации (русла рек, поймы, старичные озера) постоянно менялись во времени и пространстве. Для образований днестровской серии характерно бескарбонатное оглеение на стадии диагенеза. Одним из основных результатов диагенетических процессов, которые происходили локально в терригенных осадках днестровского палеобассейна в сильно восстановительной с сероводородом среде, является аутигенное образование сульфидов меди. Битуминозность установлена в песчаниках днестровской серии девона.

Литература:

1. *Ковальчук М.С., Компанець Г. С., Сокур Т. М., Фігура Л. А., Крошко Ю. В., Усмінська О. В.* Еволюція осадконагромадження Дністровського перикратонного прогину // Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій: зб. наук. праць. К.: Інститут геологічних наук НАН України, 2010. Вип. 3. С. 28 – 37.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Коломиец В.Л. [1,2], Рассказов С.В. [3,4]

[1]*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, e-mail: kolom@gin.bscnet.ru*

[2]*Бурятский государственный университет, Улан-Удэ*

[3]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, e-mail: rassk@crust.irk.ru*

[4]*Иркутский государственный университет, Иркутск*

В днищах впадин Байкальской рифтовой зоны в плейстоцене преобладало флювиальное и лимническое накопление отложений. Осадочные комплексы высоких террас (VII–IV) формировались преимущественно в аллювиально-озерной среде, а низких (III–I) – накапливались в речных условиях. Четыре эпизода поднятия уровня Байкала сопровождались ингрессиями вод в речные долины его бассейна и образованием стационарных неглубоких озерных проточных водоемов в суходольных впадинах. С понижением уровня Байкала происходила деградация этих водоемов.

Проблемы формирования и развития рельефа и осадконакопления Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) многие десятилетия остаются дискуссионными. Особое значение в решении задач связанных с вопросами эволюции этой внутриконтинентальной рифтовой системы имеют структурно-формационные комплексы межгорных суходольных котловин. Большая часть днищ впадин (Муйско-Куандинская, Парамская, Верхнеангарская, Баргузинская, Усть-Баргузинская, Налимовская, Нижнетуркинская, Котокельская, Усть-Селенгинская, Тункинская) выполнена мощными, позднекайнозойскими, литологически схожими, полифациальными толщами, включающими в себя несколько возрастных генераций осадков и слагающими не менее 7-ми аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных террасовых уровней, развитых повсеместно. По своему происхождению они достоверно относятся к флювиальной и лимнической группам водного парагенетического ряда континентальных осадочных образований [6].

Что же послужило основой столь длительного аквального образования осадков в межгорных впадинах центральной части БРЗ во временном диапазоне от эоплейстоцена до конца среднего неоплейстоцена? Ясно, что исключительность геологической структуры или особенности протекания экзогенных процессов в отдельных изучаемых котловинах не могли оказать никакого воздействия, поскольку система впадин с однотипными осадочными комплексами протянулась более чем на 1200 км – от бассейна р. Иркут на юго-западе до среднего течения р. Витим на северо-востоке. Следовательно, такими причинами были только те явления, которые имели всеобъемлющий характер и прямую связь с эволюцией природной среды всего региона. В первую очередь обращают на себя внимание процессы

тектогенеза. Работами [2; 3; 5] установлено, что в квартере территория БРЗ испытала четыре фазы тектонической активизации.

Первая фаза проявилась не только на территории БРЗ, но и во всей Центральной Азии около 1,2 млн. лет назад [3]. Она сопровождалась быстрым подъемом западного борта Байкальской впадины, прекращением ленского стока Байкала через р. Пра-Манзурку и, как следствие, - ингрессионным повышением уровня его вод и формированием осадочных толщ на восточном побережье [2]. Эта фаза (приморская по [2]) рассматривается нами как раннеприморская. Эоплейстоценовый тектонический подпор имел место и в крайней, северо-восточной оконечности исследуемого района – в Муйско-Куандинской впадине (Северо-Муйское сужение р. Витим). По результатам спорово-пыльцевых анализов (Баргузинская впадина) и радиотермолюминесцентного (РТЛ) датирования (1±0,09 млн. лет, Налимовская впадина) самый высокий VII террасовый уровень близок по образованию времени первой тектонической фазы. Лимнические и комплексные лимно-аллювиальные обстановки седиментогенеза при накоплении отложений этого уровня соответствуют 1-й ингрессии вод Байкала в речные долины и межгорные впадины байкальского направления стока.

Тектоническое и вулканическое оживление территории **второй фазы** произошло 800–600 тыс. лет назад. Фаза (названная позднеприморской) выражена интенсивным воздыманием западного плеча Байкальского рифта [2] и Еловского отрога в Тункинской рифтовой долине [3]. Она способствовала новому подъему уровня оз. Байкал, последующей второй ингрессии и аккумуляции «теплых» досамаровских песчаных горизонтов Прибайкалья и Забайкалья [1]. Свидетельства ее, по нашим исследованиям, представлены VI террасовым уровнем, получившим самое широкое распространение во всех без исключения впадинах БРЗ. Подтверждением этому является РТЛ-возраст отложений основания песчаного увала Верхний Куйтун в Баргузинской впадине 790 и 830 тыс. лет. Спорово-пыльцевые спектры из осадков Муйско-Куандинской, Баргузинской и Усть-Баргузинской котловин свидетельствуют о существовании в это время умеренно-теплых и влажных климатических условий. Толща имеет аквальный генезис с соответствующим набором динамических параметров аккумуляции.

Тектоническая активизация **третьей фазы** (хубсугульской) 600–400 тыс. лет назад обозначила структурную перестройку территории, сопровождавшуюся прекращением вулканизма в центральной части БРЗ (Витимское плоскогорье, бассейн р. Джида, Тункинская котловина) и выражена стратиграфическим несогласием в осадочной толще впадины оз. Хубсугул [3; 5]. Очевидно, что столь значимое тектоническое событие не могло не отразиться на характере развития других впадин рифтовой зоны. Оно привело к третьей ингрессии байкальских вод, высота которой достигала ста метров выше современного [4]. В

рельефе днищ впадин БРЗ она способствовала образованию V эрозионно-аккумулятивного уровня комплексного озерно-речного генезиса. Осадки из урочища Верхний Куйтун, датированные РТЛ-методом во временном диапазоне от 380 до 460 тыс. лет, отлагались в постоянных лимнических водоемах с проточным режимом.

Последняя, **четвертая фаза** (тыйская [2]) фаза тектонической активизации имела место 150–100 тыс. лет назад и ознаменовала переход к ангарскому стоку вод оз. Байкал. Она обусловила четвертое внедрение байкальских вод во впадины, открытые к Байкалу, возникновение и удержание в них неглубоких озеровидных бассейнов, в которых и был сформирован IV террасовый уровень. РТЛ подтверждение получено для осадков Баргузинской, Нижнетуркинской и усть-селенгинской части Байкальской впадин.

Таким образом, в результате детального изучения отложений террасового комплекса межгорных впадин Байкальской Сибири установлено наибольшее развитие в плейстоцене континентальных осадочных образований аквального парагенетического ряда (флювиальная и лимническая группы). С начала среднего эоплейстоцена в котловинах имели место четыре этапа существования крупных озерных проточных водоемов, сменяемых деградацией и эрозионным расчленением. Образование водоемов сопровождалось поднятиями уровня оз. Байкал и ингрессиями его вод в речные долины. Доминирование лимнического режима было обусловлено 4 тектоническими фазами поднятия хребтов горного обрамления впадин. Происхождение низкого позднеплейстоценового террасового комплекса межгорных впадин установлено нами как аллювиальное.

Литература:

1. *Логачев Н.А.*, *Антощенко-Оленев И.В.*, *Базаров Д.Б.* и др. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. – М.: Наука, 1974. 359 с.

2. *Мац В.Д.*, *Уфимцев Г.Ф.*, *Мандельбаум М.М.* и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2001. 252 с.

3. *Рассказов С.В.*, *Логачев Н.А.*, *Брандт И.С.* и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 2000. 288 с.

4. *Резанов И.Н.* Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.

5. *Федотов А.П.* Структура и вещественный состав осадочного чехла Хубсугульской впадины как летопись тектоно-климатической эволюции Северной Монголии в позднем кайнозое. Автореф. дисс. … доктора геол.-мин. наук. – Казань, 2007. 42 с.

6. *Kolomiets V.L.* Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermountain basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International, V. 179, 2008. P. 58–63.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ БАССЕЙНАХ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА НА ТЕРРИТОРИИ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.Н. Коржнев

Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, г. Бийск,

e-mail: viktorkorzhnev@mail.ru

Эволюция осадконакопления контролируется сменой геодинамических обстановок. Для океанических условий характерны граувакковые, кремнистые, глинистые, карбонатные осадки. С приближением к континенту на шельфе окраинных морей увеличивается красноцветность пород и роль шлировых аркозовых, субаркозовых терригенных и терригенно-карбонатных, черносланцевых и рифогенных ассоциаций фаций.

В Горном Алтае глубоководные граувакковые и глинистые осадки зафиксированы в верхнем рифее-нижнем венде в составе океанической офиолитовой ассоциации в арыджанской свите. С возникновением во второй половине венда океанического поднятия, в его центральных частях формируются мелководная известняково-доломитовая ассоциация, которая по мере продвижения к склонам сменяется кремнисто-карбонатной [3] и у подножья поднятия базальт-кремнисто-глинисто-карбонатной ассоциацией (каимская свита) и сероцветной кремнисто-глинистой (маралихинская свита) [2]. Нижнекембрийские осадочные отложения океанических островов в ассоциации с вулканитами (манжерокская свита) представлены грауваккo-сланцевой (нижние части сарасинской и сийской свит) и рифовой (верхние части сарасинской и сийской свит, чепошская, шашкунарекая свиты) ассоциациями [9]. Осадки островной дуги, наряду с вулканитами, представлены известково-граувакковой (тырганская свита). терригенно-вулканогенной (усть-семинская свита), олистостромо-вулканокласгической (песчанская толща, камлакская и сугашская свиты) [1] ассоциациями. Ассоциации фаций преддугового бассейна образуют вертикальный ряд (снизу вверх): аспидная (чарышская свита) терригенная флишевая (чибитская и суеткинская свиты) [2], пелагическая вулканогенно-кремнисто-терригенная (засурьинская свита) [8]. В задуговом бассейне формируются (снизу вверх): флишоидная граувакковая (убинская свита), грубая флишевая (тандошенская свита), шлировая терригенная (кульбичская и ишпинская свиты) ассоциации [9]. На трансформной окраине ордовикского шельфа и верхних частей континентального склона характерно сочетание мелководных ассоциаций фаций: терригенной (карасинская свита) и терригенно-карбонатной шлировой (гурьяновская свита), пестроцветной песчано-алевролитовой флишоидной (тулойская свита). карбонатной рифогенной (техтеньская свита). У подножий континентального склона они сменяются глубоководными черносланцевой (бугрышихинская свита), терригенной (воскресенская свита) и субфлишевой сероцветной карбонатно-терригенной ассоциацией (ханхаринская

свита), [10]. Обстановка шельфовой зоны на субдукционной окраине континента существовала практически непрерывно на протяжении всего силура и девона. Наблюдается циклическое строение осадочных отложений окраинных морей, связанное с колебаниями уровня бассейнов, в которых начиная с ордовика образуются рифогенные карбонатные платформы [7]. На силурийском шельфе формируются терригенно-карбонатные аркозовые шлировые ассоциации (сыроватинская, чесноковская, черноануйская, куимовская свиты), которые чередуются с рифогенными карбонатными (палатинская, чагырская свиты). В надрифтовых понижениях на шельфе формируется черносланцевая ассоциация (чинетинская свита). В восточных районах Алтая на окраине Сибирского континента в силуре формируется пестроцветная молассоидная ассоциация (точильная свита) [7]. В девоне преобладают карбонатно-терригенные субаркозовые шлировые ассоциации (камышенская и барагашская серии, нижнехолзунская, басаргинская, терентьевская и рудниковская свиты) [9]. Начиная со среднего девона зона шельфа продвинулась в восточные районы Горного Алтая. В это время формируется терригенно-карбонатная шлировая ассоциация (шивертинская, ширгайтинская, верхняя половина машейской, бельгебашская свиты) [4]. Перерывы в осадконакоплении фиксируются горизонтами кварцевых гравелитов и песчаников. На вулканическом шельфе западного и центрального Алтая осадки представлены пачками туфопесчаников, песчаников, алевролитов с остатками растений, туфоконгломератов, известняков, принадлежащих шлировой субаркозовой терригенно-карбонатной ассоциации [9]. Обстановка окраинно-континентального рифта существовала в восточных районах Горного Алтая в течение эмса и, возможно, начала среднего девона. Здесь наряду с вулканитами наблюдаются осадочные отложения молассоидной красноцветной ассоциации (тюлемская. кубойская уйкараташская, терехтечская и нырнинская саганская и рыковская свиты). В конце живетского времени в результате трансгрессии формируется морской бассейн. В нем черносланцевая ассоциация (ташантинская, каракольская, учальская, малофеевская свиты) сложена, главным образом, тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Предполагается, что формирование ассоциации проходило в надрифтовых западинах рельефа на шельфе, где существовали застойные обстановки [5]. В позднем девоне кальдеры проседания заполняются молассоидными осадками и затем превращаются в морской бассейн карбонатно-терригенного осадконакопления, где представлен весь спектр шлировых фаций от литорали и неритовой зон моря, формировавшихся в начале позднедевонского времени, до континентальных склоновых, аллювиально-пролювиальных и озерных фаций в конце его. Верхнедевонская красноцветная терригенная шлировая ассоциация объединяет фации шельфа низкого континента (барбаргузинская, байгольская и алтыгинская свиты) [6]. Из

состава ассоциации выделена лагунно-морская алеврито-глинистая часть (байгольская свита), которая классифицируется как комплекс шлировидных фаций, возникающих в равниннообразовательном режиме, у плоских выровненных берегов [9]. В позднем фамене в пределах северной части Горного и Рудного Алтая начинает существовать новый эпиконтинентальный прибрежно-шельфовый бассейн с отложениями пестроцветной терригенно-карбонатной шлировой ассоциации (черемшанская свита). В пострифтовых бассейнах в разрозненных грабенах Шапшальского разлома, в Еринатской мульде, в Ануйско- Чуйской структурно-фациальной зоне формируются мелководные отложения красноцветной терригенно-туфогенной ассоциации фаций [6, 9]. В пермское время грабены заполняются позднепалеозойской угленосной ассоциацией [6].

Выводы: 1) Эволюция осадконакопления в Горно-Алтайском сегменте Палеоазиатском океане контролируется сменой геодинамических обстановок. 2) Для океанических и островодужных условий характерны грауваккковые, кремнистые, глинистые, карбонатные осадки. 2) По мере приближения к континенту в шельфовых морях Палеоазиатского океана возрастает роль красноцветных пород, терригенных и терригенно-карбонатных аркозовых и субаркозовых шлировых ассоциаций. Периодически наблюдаются кварцевые гравелиты и песчаники, фиксирующие перерывы в осадконакоплении. На окраинах Сибирского континента возрастает роль красноцветных и пестроцветных молассоидных ассоциаций фаций.

Литература:

1. *Берзин Н А.* Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1979. С. 104-129.

2. *Волков В.В.* Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1966. 162 с.

3. *Вылиан И.А.* Осадочные формации Горного Алтая. Томск: Изд-во ТГУ. 1974. 187 с.

4. *Вылцан И.А.* Фации и формации осадочных пород. Томск: Изд-во ТГУ. 2001.478 с.

5. *Гутак Я.М.* Стратиграфия и история развития Алтая в девоне и раннем карбоне. Автореф. дисс... д. г.-м. н. Новокузнецк: НИЦ ЗСИЦ. 1997. 39 с.

6. *Дергунов А.Б.* Структура зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна // Труды ГИН АН СССР. Вып. 172. М.: Наука. 1967. 215 с.

7. *Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М. и др.* Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7- 8. С. 118-145.

8. *Ивата К., Сенников Н В., Буслов М.М. и др.* Верхнекембрийский-раннеордовикский возраст базалыово-кремнисто-терригенной засурьинской свиты (северо-западная часть Горного Алтая) Геология и геофизика. 1997 Т 38 № 9. С. 1427-1444.

9. *Коржнев В.И.* Стратиграфия и формационная принадлежность рифей-палеозойских отложений Горного Алтая: монография. Бийск: БПГУ им. В.М. Шукшина. 2006. 148 с.

10. *Коржнев В.Н.* Литология и стратиграфия ордовикских фациальных комплексов Горного Алтая // Литология и полезные ископаемые, № 6, ноябрь-декабрь 2008. С. 659-666.

ВЕНД ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОМЫ: ВОЗМОЖНОСТИ ДЛЯ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ И ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

Б.Б. Кочнев[1], Б.Г. Покровский[2], Е.Ю. Голубкова[3], Г.А. Карлова[1]

[1]ИНГГ СО РАН, Новосибирск, e-mail: KochnevBB@ipgg.sbras.ru

[2]ГИН РАН, Москва, e-mail: Pokrov@ginras.ru

[3]ИГГД РАН, Санкт-Петербург, e-mail: golubkovaeyu@mail.ru

На основе новых изотопно-геохимических и палеонтологических данных уточнено соотношение венда внутренних районов Сибирской платформы с подразделениями Общей и Международной стратиграфических шкал. Показано, что венд здесь представлен преимущественно своим верхним отделом. Основание кембрийской системы (подошва томмотского яруса, ~530 млн. лет) проходит вблизи подошвы верхнего подгоризонта даниловского горизонта.

В действующих стратиграфических схемах внутренних районов Сибирской платформы [4] границы и объем венда определены достаточно формально. Непростые соотношения венда Общей шкалы и эдиакария Международной шкалы [1], а также отсутствие почти во всех сибирских разрезах надежных геохронологических реперов не способствуют решению этих задач. В последнее время нами получен ряд новых изотопно-геохимических и палеонтологических данных, позволяющих существенно уточнить соотношение региональных стратиграфических подразделений с глобальными шкалами.

Построена сводная кривая изменений изотопного состава углерода для карбонатных отложений низов кембрия и верхней части венда (низы усольского, даниловский, тирский и верхи непского горизонтов). В подошвах билирской и юряхской свит на фоне преобладающих околонулевых значений $\delta^{13}C$ выделяются два крупных, до +5…+6‰, положительных экскурса, позволяющих привязать этот стратиграфический интервал к геохронометрической шкале. Верхний экскурс более выдержан по латерали и, как показала межрегиональная корреляция, соответствует средней части томмотского яруса (527-525 млн. лет) [9]. Нижний позитивный экскурс встречен лишь на северо-востоке региона, тогда как на юго-западе в нижней части юряхской свиты карбонаты с высокими отношениями $\delta^{13}C$ отсутствуют. Причиной этому, по всей видимости, является

диахронность подошвы юряхской свиты и перерыв в ее основании. В скв. Эйикской-343-0 в нижней подсвите юряхской свиты описан разнообразный комплекс мелкораковинных окаменелостей, указывающий на раннетоммотский возраст [6], при этом ранее эти находки ошибочно причислялись к верхней подсвите юряхской свиты. Сходный и достаточно разнообразный комплекс остатков обнаружен нами в низах юряхской свиты в скв. Меикская-223-0. Возраст нижнего позитивного экскурса (и соответственно, основания томмотского яруса) оценивается по сравнению с другими регионами около 530 млн. лет [9], что согласуется с уточненными данными о возрасте этого рубежа в разрезах северо-восточной окраины Сибирской платформы.

Маркирующему негативному экскурсу $\delta^{13}C$ EN4, который фиксируется сразу выше подошвы фортунского яруса кембрия в Международной шкале и датируется 541 млн. лет, в разрезе внутренних районов может соответствовать отрицательный экскурс в нижней части кудулахской свиты. Подстилающие отложения нижней части даниловского горизонта содержат скелетную проблематику и макроскопические водоросли, которые появляются в отложениях венда с основания немакит-далдынского регионяруса [2], датируемого древнее 543 млн. лет, хотя не исключают и более молодой возраст. Нижележащий тирский горизонт не содержит значимых органических остатков и изотопных событий и отделен от даниловского крупным перерывом.

Верхняя часть непского горизонта мощностью не более нескольких десятков метров содержит карбонаты с экстремально легким изотопным составом углерода ($\delta^{13}C$ до -11‰), а в средней его части намечается переход от низких значений $\delta^{13}C$ к околонулевым. При этом соотношения $\delta^{18}O$ указывают на отсутствие значимых эпигенетических преобразований. В позднем эдиакарии этому уровню соответствует С-изотопное событие Шурам-Вонока (EN3, DOUNCE), проявленное во многих осадочных бассейнах мира. Верхний возрастной предел этого экскурса датируется 551 млн. лет, тогда как начало этого события, по разным данным, составляет от 580 до 560 млн. лет [8]. На Сибирской платформе отложения этого уровня известны в Байкало-Патомском прогибе (жуинская серия и ее аналоги), где скорость осадконакопления была в десятки раз выше [3]. Отсутствие крупного перерыва на границе нижнего и верхнего подгоризонтов непского горизонта, а также ледниковых отложений, типичных для нижнего венда в его основании может указывать, что максимальный возраст непского горизонта, скорее всего, не превышает 580 млн. лет. Кроме того, в непском горизонте пока не найдены карбонаты с высокими значениями $\delta^{13}C$, которые характерны для дальнетайгинской серии Патомского нагорья, сопоставляемой с нижним вендом [7]. Эдиакарские орнаментированные микрофоссилии, которые, как считалось ранее, характеризуют

исключительно нижний венд, во внутренних районах Сибирской платформы обнаружены нами в отложениях, охарактеризованных изотопной аномалией Шурам-Вонока. В частности, в верхней части непского горизонта найдены разнообразные по таксономическому составу ассоциации микрофоссилий, основу которых составляют крупные эдиакарские акантоморфные акритархи родов Appendisphaera, Cavaspina, Ceratosphaeridium, Gyalosphaeridium, Knollisphaeridium, Polygonium, Tanarium. Таким образом, большинство представителей этого комплекса не вымирают в раннем венде, как предполагалось ранее [5], а проходят как минимум в нижнюю часть верхнего венда.

Приведенные выше данные позволяют сделать вывод, что длительность формирования карбонатных отложений венда в центральной части Сибирской платформы (тирский и даниловский горизонты) не превышала 25 млн. лет. Кроме установленных ранее стратиграфических перерывов, выпадение фрагментов осадочной последовательности фиксируется по отсутствию некоторых интервалов по хемостратиграфическим данным. Подошва непского горизонта, по всей видимости, не древнее основания верхнего венда. Таким образом, на большей части территории Сибирской платформы венд может быть представлен лишь своим верхним отделом. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 13-05-00784, 14-05-00415, 14-05-00274).

Литература:

1. *Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703-717.

2. *Кочнев Б.Б., Карлова Г.А.* Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 28-41.

3. *Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 1-26.

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

5. *Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Воробьева Н.Г.* Основные этапы развития докембрийского органического мира: сообщение 2. Поздний протерозой // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 3-34.

6. *Стратиграфия* нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Ред. Мельников Н.В. Новосибирск: Издательство «Гео». 2005. 428 с.

7. *Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н.* Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26-51.

8. *Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.A. et al.* The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada // Chemical Geology. 2013. V. 362. P. 250-272.
9. *Maloof A.C., Porter S.M., Moore J.L. et al.* The earliest Cambrian record of animals and ocean geochemical change // GSA bulletin. 2010. V. 22. No 11/12. P. 1731-1774.

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ГИССАРО-АЛАЙСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА)

М.Г.Леонов[1], Ю.Г.Цеховский[1]

[1]Геологический институт РАН, e-mail: mgleonov@yandex.ru

Одним из наиболее надежных индикаторов эволюции подвижных поясов на плитном и орогенном этапах являются структурные впадины (дискретные седиментационные бассейны). В докладе приведена сравнительная характеристика мезозойско-кайнозойских впадин Гиссаро-Алайской горной области и западного Забайкалья.

Проблема структурно-вещественной эволюции земной коры на стадии внутриплитного тектогенеза – фундаментальная проблема современной геотектоники. Одним из наиболее надежных индикаторов эволюции подвижных поясов на плитном и орогенном этапах являются структурные впадины (дискретные седиментационные бассейны). В тектонической структуре внутриплитных и межгорных впадин, в их соотношениях с породами фундамента, в особенностях проявления магматизма и осадконакопления, в характере вторичных структурно-диагенентических преобразований вулканогенно-осадочного чехла заложена информация о геодинамических режимах развития консолидированной земной коры.

Объектами исследования были выбраны седиментационные впадины Западного Забайкалья и Гиссаро-Алайской горной страны (Южный Тянь-Шань). Рассматриваемые территории в структурно-тектоническом смысле являются составными частями Центрально-Азиатского (Западное Забайкалье) и Урало-Монгольского (Гиссаро-Алай) подвижных поясов, которые в мезозое – начале кайнозоя в значительной части представляли собой молодую платформу, а в неотектонической структуре принадлежат единой области внутриконтинентального Евразийского орогена.

В обоих регионах широким распространением пользуются мезозойско-кайнозойские отрицательные морфоструктуры, разделенные зонами относительных поднятий (валов,

горных массивов, хребтов). Проведение сравнительного изучения этих двух регионов представлялось привлекательным, исходя из двух соображений. Во-первых, Байкальская складчатая область и Южный Тянь-Шань на мезозойско-кайнозойском этапе обладают рядом общих черт строения и эволюции, обусловленных тем, что они принадлежат единому Центрально-Азиатскому подвижному поясу и входят в состав одноименного внутриконтинентального орогена. Во-вторых, им свойственны специфические черты структуры и истории развития, которые, вероятно, отражают региональные особенности развития различных участков земной коры. Такое положение вещей позволяет выявлять геологические характеристики, отражающие как региональные (частные), так и надрегиональные (фундаментальные) закономерности эволюции континентальной консолидированной земной коры.

Сравнительный анализ геологического строения мезозойско-кайнозойских впадин Забайкалья и Гиссаро-Алая выявляет как черты сходства, так и черты различия в строении и эволюции этих двух регионов на плитной и орогенной стадиях развития. Подчеркнем некоторые из них.

Черты сходства: заложение впадин (дискретных осадочных бассейнов) на эпипалеозойском консолидированном фундаменте; примерно одинаковое время заложения; сходство общего геометрического расположения впадин; континентальный тип осадконакопления; сходная стадийность развития и пр. Наличие такого сходства убеждает, что в развитии этих двух столь отдаленных регионов играет роль единый «субглобальный» геодинамический режим, что подтверждается и тем фактом, что внутриплитный тектогенез накладывается на структуры разного возраста и происхождения и независимо от предыстории их геологического развития.

Черты различия: проявление вулканизма в пределах Забайкалья и его практически полное отсутствие в Гиссаро-Алае; структурное выражение: узкие шовные зоны концентрированной деформации – в Гиссаро-Алае и раскрытые синклинальные структуры – в Забайкалье; интенсивность рельефообразующих процессов: высокогорный резко расчлененный рельеф Тянь-Шаня и низко-среднегорный слабо расчлененный – Забайкалья); преобладание формационных типов отложений: в Забайкалье – фэновый, на Тянь-Шане – лагунный, мелководно-морской и молассовый; структурно-кинематические ансамбли: в Забайкалье – сбросово-сдвиговый и «парагенез детачмента», в Гиссаро-Алае – сдвиго-надвиговый.

Существование подобного набора черт отличия свидетельствует, что формирование структуры Забайкалья и Южного Тянь-Шаня происходило в условиях наложения по крайней мере двух типов геодинамических режимов: (а) межрегионального (субглобального),

определившего черты сходства строения и эволюции этих двух регионов; (б) региональных режимов, обусловивших черты их различия. Имеет место сложное взаимодействие различных режимов в пределах, казалось бы, единого в геодинамическом смысле орогенического пояса, что заставляет задуматься о правомерности признания какого-либо одного (и единственного, как это сейчас принято) механизма структурообразования на этой гигантской территории, будь то действие плюма или давление плиты Индостана?

Анализ строения и эволюции межгорных впадин двух регионов: Западного Забайкалья и Южного Тянь-Шаня в его Гиссаро-Алайском сегменте позволяет говорить о проявлении в пределах Забайкальского региона преимущественной транстенсии (по-видимому, в пределах всего литосферного слоя), тогда как в Гиссаро-Алае напротив преобладал транспрессонный режим (на уровне нижних горизонтов коры) и чередующиеся режимы транспрессии и транстенсии – на уровне верхнекоровых горизонтов.

Основываясь на данных по структуре, проявлении или отсутствии магматизма и прочих признаках, а также на признанном в настоящее время тезисе о значительной роли плюмов в тектоническом развитии регионов, можно высказать предположение о существовании двух относительно изометричных относительно продольной оси сопряженных плюмах в пределах Гиссаро-Алая и асимметричном плюме (серии асимметричных плюмов) с директивным направлением течения материала – в пределах Западного Забайкалья. Учитывая данные по другим регионам, можно говорить о двух разновидностях плюмов (конвективных или адвективных ячеек), с «ориентированным» и «неориентированным» течением вещества в их апикальных частях. Они имеют различное выражение в особенностях вулканогенно-осадочного процесса, структуре корового слоя и в морфоструктуре его поверхности.

В заключение хочу отметить, что проблема внутриплитного тектогенеза Центрально-Азиатского пояса находится в стадии разработки, ей занимаются многие геологи, но она еще очень далека от своего решения. И, несмотря на обилие материалов по этому вопросу, мы только начинаем приближаться к пониманию некоторых закономерностей мезозойско-кайнозойской тектоники региона, и даже авторы этой работы не во всем согласны друг с другом. Однако мы полагаем, что представить сравнительные данные по различным регионам на обсуждение геологической общественности весьма полезно.

Работа выполнена в соответствии с задачами Программы ОНЗ РАН № 6 и 10 и при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований Проекты № 13-05-00-298.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТАХ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ЛОПАТИНСКОЙ СВИТЫ (ОСНОВАНИЕ ЧИНГАСАНСКОЙ СЕРИИ) И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ТЕЙСКО-ЧАПСКОГО ПРОГИБА (СВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

Н.Б. Кузнецов[1,2,3], Н.С. Прияткина[4,5], А.В.Шацилло[3], В.Дж. Коллинз[5], В.Э. Павлов[3], А.К. Худолей[4], Т.В. Романюк[2,3], С.В.Рудько[1,2], С.Г. Серов[2]

[1]*Геологический институт РАН, Москва*

[2]*Российский Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия*

[3]*Институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия*

[4]*Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия*

[5]*Университет Ньюкасла, Ньюкасл, Австралия*

Приведены результаты датирования обломочных цирконов из песчаников лопатинской свиты, которые вместе с другими новыми данными ставят под вопрос представления о молассовой природе всего Тейско-Чапского прогиба.

Терригенные породы лопатинской свиты, распространенные в бассейнах рек Тея и Чапа (СВ Енисейского Кряжа), – это базальные уровни разреза крупного седиментационного комплекса – чингасанской серии. Эту серию было принято относить к верхнему рифею [1] или к нижнему венду [5] и считать молассой [6], заполнявшей троговые прогибы [5], которые начали формироваться в западном обрамлении Сибирской платформы (СП) после завершения там коллизионно-аккреционных событий. Наиболее обоснованные представления о возрасте чингасанской серии были основаны на хемостратиграфических данных по разрезам на р.Чапа [4], а также на корреляции тиллитов, залегающих в верхах сводного разреза чингасанской серии (чивидинская свита), с толщей конгломератов и базальтоидов трахиты (с возрастом, определенным Ar-Ar методом как 703±4 млн лет [1]), распространенной в более западных районах северной части Енисейского Кряжа (р. Вороговка).

Однако полученные новые данные позволяют поставить под сомнение как представления о возрасте серии, так и об ее молассовой природе. В стратотипическом разрезе лопатинской свиты нами найдены обильные отпечатки *Arumberia Banksi,* характерные для верхов верхнего венда (верхов эдиакария) и нижнего кембрия, а магнитостратиграфические исследования показали, что эта свита является стратиграфическим аналогом части разреза котлинского горизонта, а, возможно, и низов лонтоваского горизонта ВЕП [3], т.е. время ее накопления ограничено концом венда –

началом кембрия (≤555–540 млн. лет).

Говоря о молассовой природе лопатинской свиты и имея виду, что «молассы представляют собой продукт размыва растущих горных поднятий …» [4, стр. 147], следует ожидать, что лопатинская свита должна быть сложена продуктами эрозии горного сооружения (орогена), существовавшего на юго-западе СП в лопатинское время. Таким орогеном могло бы быть аккреционное сооружение, реликты которого в настоящее время слагают западные зоны Енисейского кряжа. Здесь расположены террейны, которые были аккретированы к западной окраине СП 620-600 млн. лет назад [6]. В строении орогена участвовали превидинские риолиты (637±5.7 млн лет), диорит-плагиограниты Ягуновского (628±3 млн лет) и Порожнинского (697±4 млн лет) массивов, а также магматические комплексы с возрастами 850-750 млн. лет [6].

Из стратотипического разреза лопатинской свиты (в 50 м от подошвы, в точке с коорд. 60º20,362´с.ш.; 92º34,981´в.д.) из розовых кварцевых песчаников была отобрана проба весом ~1.5 кг. Выделение обломочных цирконов (dZr) выполнено в ИГГД РАН, дальнейшая подготовка и U/Pb-изотопное датирование (LA ICP-MS) – в Университете Ньюкасла (Австралия). Все 100 полученных U/Pb-изотопных датировок имеют дискордантность менее ±10% и попадают диапазон от 896±51 до 2925±38 млн лет и характеризуется максимумом 1890 млн лет на кривой плотности вероятности (Рис.).

Наличие только dZr с возрастами древнее ~0.9 млрд лет указывает на отсутствие продуктов эрозии кристаллических комплексов запада Енисейского кряжа в лопатинской свите. С другой стороны, полученные возрасты dZr хорошо соответствуют известным возрастам кристаллических комплексов фундамента СП, т.е. наиболее вероятно, что лопатинская свита формировалась преимущественно за счет продуктов разрушения древнего фундамента СП. Это ставит под сомнение представления о лопатинской свите как о молассе, сложенной продуктами размыва неопротерозойского орогена Енисейского кряжа. Полученные возрасты dZr из лопатинской свиты хорошо согласуются с данными по другим свитам (карьерной и чивидинской) чингасанской серии [2], которые также указывают на то, что питающей провинцией для них была СП. В совокупности все эти данные ставят под вопрос представления о молассовой природе всего Тейско-Чапского прогиба. Возможно, что породы лопатинской свиты сформировались при размыве комплексов пассивной окраины СП, надвинутых на нее в позднем неопротерозое. Однако для надежных выводов нужны дополнительные исследования.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты №12-05-00403, 13-05-12030, 15-35-21059) и Минобрнауки РФ – договор № 14.Z50.31.0017 (ИФЗ РАН) и грант 2330 (РГУ им. И.М.Губкина), а также проекта СПбГУ № 3.38.137.2014. Обработка

аналитических данных и материалов публикации подготовлена при поддержке РНФ (грант 14-27-00058, ГИН РАН).

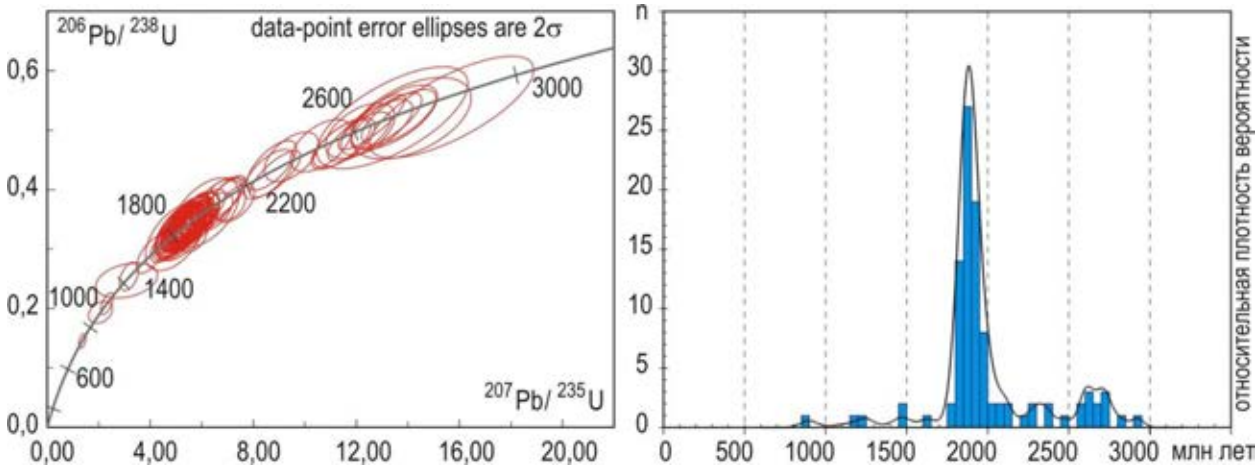


Рисунок 1 - Диаграмма с конкордией (слева), гистограмма и график плотности вероятности (справа), иллюстрирующие результаты датирования обломочных цирконов из песчаников лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа)

Литература:

1. *Ножкин А.Д. Постников А.А., Наговицин К.Е. и др.* Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. С. 1307-1320.

2. *Прияткина Н.С., Худолей А.К., Кузнецов Н.Б. и др.* Первые результаты датирования обломочных цирконов из отложений чингасанской и чапской серий Тейско-Чапского прогиба (Енисейский кряж) // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 2015. Т.2. С. 57-62.

3. *Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э. и др.* Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе верхнепротерозойской лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // ДАН. 2015. В печати.

4. *Цейслер В.М.* Формационый анализ. М.: Изд-во РУДН. 2002. 186 с.

5. *Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N.* Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic-Early Cambrian rifting and collisional events // The evolution of the Rheic ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision. Eds. U.Linnemann et al. Geol. Soc. of America. Special Paper. 2007. 423. p.549-578.

6. *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Sal'nikova E.B. et al.* Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 147-168.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОСТРОВОВ ГРУППЫ ФУ-КУЙ – КАТУИК (ШЕЛЬФ ВЬЕТНАМА)

А.И.Малиновский

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, e-mail: *malinovsky@fegi.ru*

Рассмотрен вещественный состав терригенных и вулканогенно-осадочных пород вулканической зоны на шельфе Вьетнама. На основании полученных данных делаются выводы о составе источников сноса, условиях и обстановках формирования отложений.

В 13-м рейсе НИС «Вулканолог» (1982 г.) на шельфе Вьетнама (Южно-Китайское море) были проведены геолого-геофизические исследования ареальной вулканической зоны, включающей группу островов Фу-Куй – Катуик. Результатом этих исследований явился обширный опубликованный материал по петрохимии вулканических пород [2-4 и др.], а вот данные по вещественному составу осадочных и вулканогенно-осадочных пород отсутствуют.

Изученная вулканическая зона расположена в юго-западной части Южно-Китайского моря, протягиваясь в субмеридиональном направлении на 80-90 км при ширине 10-25 км [1]. Зона является частью кайнозойской континентальной вулканической провинции Юго-Восточной Азии и представлена небольшими моногенными, одноактными верхнеплейстоцен-голоценовыми наземными и подводными вулканами, располагающимися на вулканогенно-осадочном фундаменте мезозойско-кайнозойского возраста [2, 3]. Вулканическая деятельность связана с существующими здесь обстановками растяжения и приурочена к субмеридиональным нарушениям [1]. Последним достоверным извержением в пределах изученной зоны было извержение 1923 года подводного вулкана Иль-де-Сандр,

Группа островов Фу-Куй – Катуик включает в себя собственно о. Фу-Куй, размером 7.5 км на 4 км, и несколько мелких островов (Большой и Малый Катуик, Сапате) длинной до 700 м и высотой до 111 м. Острова имеют вулканическую природу и сложены пачками переслаивания основных туфов, размерностью от алевритовых до среднепсефитовых. Мощности пачек не более 100 м. По всему объему пород рассеяны многочисленные бомбы и обломки базальтов. Помимо этого, в строении о-вов Фу-Куй и Бол. Катуик участвуют маломощные потоки афировых базальтов. Возраст вулканогенных образований по K-Ar датировкам базальтов – моложе 0.6 млн лет [3]. Кроме того, большая часть вулканических образований о. Фу-Куй с несогласием перекрыта «плащем» красновато-бурых рыхлых либо слабо литифицированных разнозернистых песчаных пород мощностью не более 2-3 м.

Песчаные породы о. Фу-Куй от мелко- до крупнозернистых, хорошо сортированы и окатаны. По породообразующим компонентам относятся к аркозам (кварца 58–65%, полевых шпатов, среди которых преобладают КПШ и, реже, кислые плагиоклазы 20–26%, обломков кислых интрузивных и метаморфических пород до 18%). В тяжелой фракции главными являются минералы сиалической ассоциации (до 95%): циркон, турмалин, гранат, сфен, рутил, ильменит, лейкоксен, апатит, дистен, анатаз, силлиманит, ставролит, андалузит и брукит. Типоморфные особенности цирконов, высокие содержания ильменита и лейкоксена, а также анализ соотношений ассоциаций тяжелых минералов свидетельствует, что основным источником обломочного вещества была размывавшаяся пассивная континентальная окраина, сложенная гранитоидами и метаморфическими породами. Изучение химических особенностей обломочных гранатов показывает, что их источниками были кислые изверженные и метаморфические породы, принадлежащие к амфиболитовой и эклогитовой фациям метаморфизма. По химическому составу песчаники близки к изверженным породам риолит-гранитного ряда и относятся к субаркозам. По литохимическим особенностям породы характеризуются высокой химической зрелостью, значительной степенью гидродинамической сортировки, а также преобладающей ролью в их составе сиалической кластики. Генетическая интерпретация химического состава свидетельствует, что основными источниками кластики были кислые интрузивные и метаморфические породы зрелой континентальной земной коры, а обстановки седиментации в областях питания соответствуют пассивным континентальным окраинам. По содержанию РЗЭ песчаные породы характеризуются умеренно фракционированными спектрами распределение с невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ([La/Yb]n=7.3-8.7), а также отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu*=0.60-0.73). По сравнению с PAAS они обеднены как легкими, так и тяжелыми элементами (от 2 до 5 раз). Анализ уровней концентраций и характера распределения редки элементов и их соотношений в песчаных породах подтверждает вывод об их формировании за счет разрушения кислых изверженных пород, слагавших зрелую континентальную кору, а обстановки в областях питания соответствуют пассивным континентальным окраинам.

Туфы всех изученных островов от крупноалевритовых до среднепсефитовых. Обломки обычно угловатые и угловато-окатанные. По составу преобладают литокластические и витрокластические разности, реже встречаются кристаллокластические. Обломки представлены базальтами и туфами. Стекло обычно желтоватое, иногда бурое, пузыристое либо волокнистое. Среди минералов породообразующими являются плагиоклазы, оливин и пироксены. В туфах о. Фу-Куй довольно часто встречаются угловатые и угловато-окатанные зерна кварца. Плохая сортированность и окатанность

пирокластики, обычная градационная слоистость отложений, а также присутствие трещин усыхания на плоскостях напластования, свидетельствует о накоплении пород в субаэральных условиях вблизи от вулканического источника. В туфах среди тяжелых минералов господствует оливин (до 99%), гораздо меньше пироксенов, магнетита, амфиболов, хромита и эпидота. Оливины по составу отвечают форстериту и гортонолиту и идентичны минералам из базальтов о. Фу-Куй и вулкана Иль-де-Сандр [3]. По химическому составу туфы о. Фу-Куй и островов Катуик имеют как сходство, так и различия. Для всех них характерны примерно равные и невысокие содержание TiO_2, Al_2O_3, FeO и K_2O. Вместе с тем, в туфах о. Фу-Куй значительно больше SiO_2, меньше Fe_2O_3, MgO и Na_2O. Кроме того, в них заметны различия в значениях большинства модулей. Различия связаны с присутствием в породах о. Фу-Куй примеси ксеногенного кварца, а также воздушной дифференциацией пирокластики при переносе, что приводит к возрастанию в конечном продукте доли стекла, содержания MgO и суммы щелочей и уменьшению содержания SiO_2 [5]. Исходя из этого, можно предположить большую удаленность островов Катуик от центров вулканических извержений. При сопоставлении составов туфов и вулканитов Вьетнама [4] выявляется их близость к развитым в этой зоне базальтам трахибазальтовой-трахитовой и щелочно-базальтовой серий. Содержания редких и редкоземельных элементов в туфах близки. Они характеризуются однотипными фракционированными спектрами распределения с довольно высоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ([La/Yb]n=12.83-16.0), а также слабо выраженной европиевой аномалией (Eu/Eu*=0.77-0.98). Такой тип распределения весьма сходен с характером распределения РЗЭ в базальтах острова Фу-Куй и подводного вулкана Иль-де-Сандр, которые имеют внутриплитные характеристики и связаны с существующими здесь обстановками растяжения [4].

Литература:

1. Бондаренко В.И., Надежный А.М. Основные черты строения и морфологии вулканической зоны и отдельных подводных вулканов в районе островов Катуик-Фу-Куй на шельфе Вьетнама по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 34-43.

2. Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Новые сведения об особенностях проявления подводной вулканической деятельности на шельфе Южно-Китайского моря по данным гидромагнитной съемки // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 80-85.

3. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. - М.: Научный мир, 1999. 223 с.

4. Федоров П.И., Колосков А.В. Кайнозойский вулканизм Юго-Востока Азии // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 389-420,

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

U-Pb ВОЗРАСТЫ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РИФЕЙСКО – ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЗАПАДНОГО УРАЛА

А.В. Маслов[1], Г.А. Мизенс[1], Г.М. Вовна[2], Е.С. Пыжова[3], Н.Б. Кузнецов[4,5,3], В.И. Киселёв[2], Ю.Л. Ронкин[1], Т.В. Романюк[6, 4]

[1]*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, e-mail*: *amas2004@mail.ru*

[2]*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail*: *gala1367@mail.ru*

[3]*Российский университет Дружбы народов, Москва, e-mail*: *jene4ka_89_07@mail.ru*

[4]*Российский государственный университет нефти и газа, Москва, e-mail*: *kouznikbor@mail.ru*

[5]*Геологический институт РАН, Москва, e-mail*: *kouznikbor@mail.ru*

[6]*Институт физики Земли РАН, Москва, e-mail: t.romanyuk@mail.ru*

Обобщение накопленных к настоящему времени изотопно-геохимических материалов и данных о U-Pb-изотопных возрастах обломочных цирконов из отложений верхнего докембрия и палеозоя Западного Урала свидетельствует о том, что в интервале 1750–250 млн лет основным поставщиком песчаного «кратоногенного» материала в бассейны, существовавшие в области сочленения ВЕП и Урала выступала именно платформа. «Тектогенные пески» в составе осадочных ассоциаций Западного Урала играют существенную роль только в позднем венде и последней трети палеозоя.

Общие особенности процессов седиментогенеза в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Урала достаточно хорошо известны. Появление в последние годы изотопно-геохимических материалов и данных о U-Pb-изотопных возрастах обломочных цирконов (dZR) из отложений верхнего докембрия и палеозоя Западного Урала, создало новую фактологическую базу, позволяющую прояснить особенности формирования осадочных толщ на протяжении более 1.5 млрд лет.

В песчаниках основания айской свиты Южного Урала (RF_1) доминируют dZR с палеоPR возрастами; на долю AR кристаллов приходится ~17%. Заложение айского бассейна происходило на фоне заключительных стадий сборки Колумбии, когда генерировались кислые магматические породы, родительские для цирконов с возрастами, ненамного превышающими возраст седиментации айской свиты. Псаммиты лемезинской подсвиты зильмердакской свиты (низы RF_3) содержат примерно равное количество палеоPR и неоAR dZR (см. рисунок). Сходное соотношение присуще песчаникам танинской свиты (низы V_1) Среднего Урала. Спектры распределения U-Pb-возрастов dZR в породах танинской и айской свит похожи, а значение KS-коэффициента достигает 0.201. Это позволяет считать, что танинская свита формировалась за счет переотложения продуктов размыва рифейских осадочных

образований. В то же время псаммиты керносской свиты (верхи V_1), содержат в основном палеоPR и мезоPR dZR; на долю мезо- и неоAR кристаллов приходится ~15%. В песчаниках басинской и куккараукской свит верхнего венда Южного Урала доля AR и палеоPR dZR составляет ~34 и 30%, тогда как преобладают мезо- и неоPR кристаллы. Таким образом, в позднем венде палеогеографическая ситуация на рассматриваемой территории изменилась: в бассейны стал поступать материал, содержащий dZR с мезо- и ранненеоPR возрастами, а в конце венда он становится доминирующим. В песчаниках такатинской свиты (D_1), перекрывающих породы венда, присутствуют мезо- и неоAR, а также палеоPR (52%) dZR. В спектре возрастов dZR из песчаников такатинской свиты не установлено ни продуктов разрушения мезоPR орогенов, представленных в V_2 толщах Среднего и Южного Урала, ни продуктов протоуральской орогении, зафиксированных в $Є_3$-O_1 песчаниках манитанырдской и погурейской свит Полярного Урала. U-Pb-возрастной спектр dZR из песчаников такатинской свиты подобен спектру dZR из лемезинской подсвиты (KS-коэффициент = 0.387) и схож со спектром возрастов dZR из пород танинской свиты (KS-коэффициент = 0.296). Это свидетельствует о высоком сходстве комплексов пород, являвшихся источниками обломочного материала для указанных свит, и позволяет идентифицировать в качестве возможной питающей провинции для такатинской свиты – СВ часть Волго-Уралии. Среди U-Pb-изотопных датировок dZR из песчаников татарского яруса Бельской впадины доминируют мезоPR кристаллы при подчиненной роли палеоPR зерен, т.е. продуктов разрушения PZ комплексов пород Уральского орогена, в этих песчаниках фактически нет. Песчаники нижнего триаса той же структуры, напротив, сложены в основном материалом разрушения собственно уральских комплексов. Наряду с ними заметную роль здесь играют dZR с возрастами, характерными для комплексов пород орогена Протоуралид-Тиманид.

Из сказанного следует, что в интервале 1750–250 млн лет основным поставщиком песчаного «кратоногенного» материала в бассейны, существовавшие в области сочленения ВЕП и Урала выступала именно платформа. «Тектогенные пески» в составе осадочных ассоциаций Западного Урала играют существенную роль только в позднем венде и последней трети палеозоя.

Исследования выполнены при финансовой поддержке МОН РФ: договор № 14.Z50.31.0017 и грант 2330. Систематизация и обработка аналитических данных по возрастам детритных цирконов из позднедокембрийских толщ запада Южного Урала и палеозойских толщ запада Полярного Урала проведены при поддержке РНФ (грант 14-27-00058).

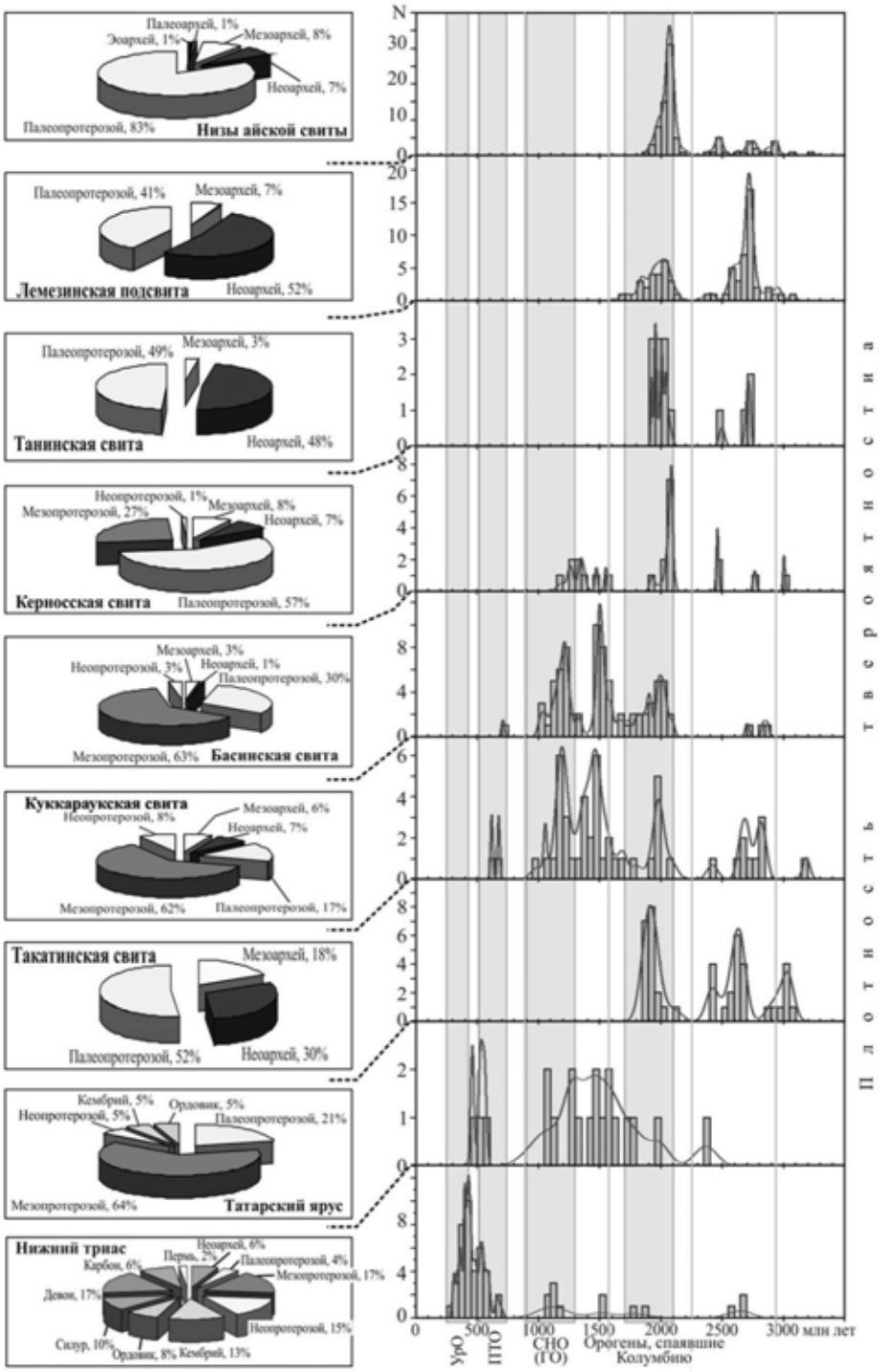


Рисунок 1 - Циклограммы и графики плотности вероятности U-Pb-изотопных возрастов dZR из песчаников Западного Урала. Серыми интервалами показаны возраста кристаллических комплексов орогенов: УрО – Уральского, ПТО – Протоуральско-Тиманского, СНО (ГО) – Свеко-Норвежского (Гренвильского) и спаявших Колумбию

ПЕСЧАНЫЕ ТЕЛА-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ЛОВУШКИ УВ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ДИНАМИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ДОНБАССКОГО РЕГИОНА

А. П. Мурыгин, Г. Н. Прозорова

Южный Федеральный университет

Сравнительный анализ разновременных палеогеографических схем накопления песчаников приводит к выводу о различных фациальных обстановках; в разрезах многопластовых месторождений и прогнозируемых литологических ловушек пласты и однородные группы пластов имеют индивидуальные, но часто повторяющиеся дискретность, морфологические показатели, вертикальную зональность коллекторских свойств и насыщение.

Основные продуктивные пласты Северо-Донбасского НГР терригенно-карбонатной формации карбона широко распространены на юге Русской платформы и в Донбассе. Они сложены песчаниками, тонкослоистыми глинами, аргиллитами, алевролитами и с прослоями известняков-маркеров и пластами углей. Отложения формации со стратиграфическим перерывом подстилаются преимущественно карбонатной верхнетурнейско-нижнебашкирской формацией. Покрывается она разновозрастными отложениями (верхний, нижний мел, триас, пермь), образовавшимися после очень продолжительного перерыва в осадконакоплении.

Одним из эффективных критериев прогноза литологических ловушек, перспектив их нефтегазоносности являются детальные фациальные обстановки. реконструкция которых основана на ГИС-фациальном анализе. К геологическим исходным данным и результатам их анализа (минералогический, гранулометрический, текстурный анализы, генетические диаграммы и полигоны распределения) добавлен большой блок информации об электрометрических фациях и их седиментологических моделях Северо-Донбасского НГР.

Результаты ГИС-фациального анализа сравнивались с генетической интерпретацией. литолого-петрографическим составом пород Статистические показатели применены в диаграммах Л.Б. Рухина, Г.Ф.Рожкова, К.К.Гостинцеа и мн.др. исследователей для генетических выводов. Вместе с тем установлено (Котельников Б.Н.,1989), что эмпирические полигоны распределения (ЭПР) гранулометрического состава наиболее полно отражают структуру осадка, который представлен песчаником горизонта (в том числе и нефтегазоносного); в свою очередь, структура песчаника определяется ее генезисом, фациальными условиями седиментации**.** Эмпирические полигоны распределения и кумулятивные диаграммы распределения гранулометрического состава песчаников региона использованы для идентификации фациального состава и условий седиментации осадков — рис. 1.

В регионе настает период широкого прогноза, поисков и разведки неструктурных литологических (литолого-стратиграфических) ловушек залежей УВ. Эта прикладная задача работает также на выявление закономерностей площадного распространения песчаных тел, обоснование их дискретного облика, плотность заполнения песчаными телами пространства и, как следствие, новых представлений о динамике миграции УВ.

Построены палеогеографические схемы времени седиментации песчаников, формирования песчаных тел, оценки их морфологических параметров, коллекторских свойств, условий миграции флюидов в сложнопостроенных природных резервуарах. На фоне региональной палеогеографической зональности выявлены и прогнозируются зональные и локальные палеофациальные обстановки накопления песчаников: фации песков разливов, пойм (и береговых валов); русел рек и русловых валов; речных дельт; регрессивных вдольбереговых баров и подводных валов; приливных течений, штормовых волн — рис. 2.

Сравнительный анализ разновременных палеогеографических схем накопления песчаников приводит к выводу о различных фациальных обстановках; в разрезах многопластовых месторождений и прогнозируемых литологических ловушек пласты и однородные группы пластов имеют индивидуальные, но часто повторяющиеся дискретность, морфологические показатели, вертикальную зональность коллекторских свойств и насыщение.

Рисунок 1 - Эмпирический полигон распределения песчаника -скв.6, глубина 2036,5. Марковское газоконденсатное месторождение. Фация пойменных песков

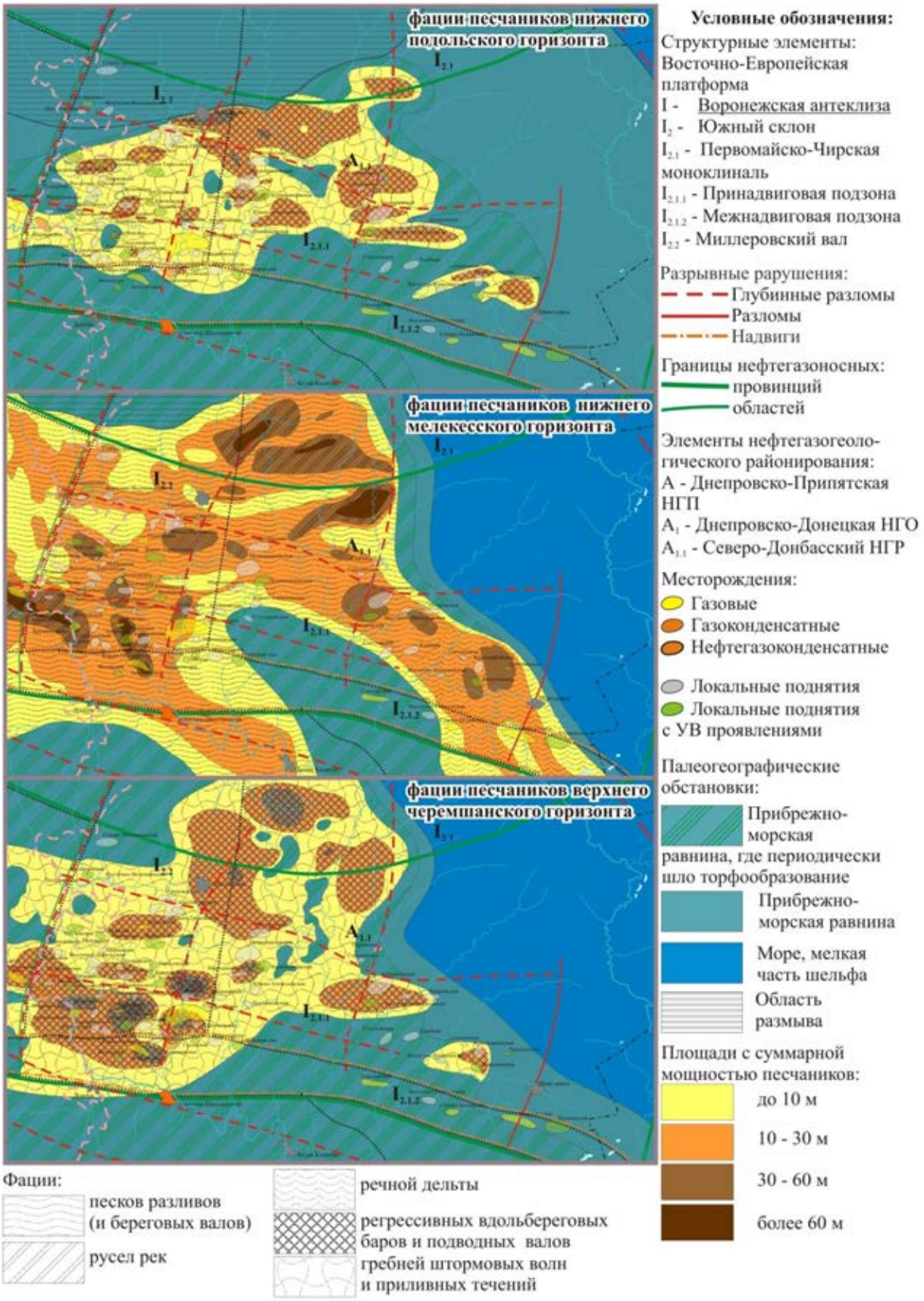


Рисунок 2 - Ряд палеогеографических схем продуктивных песчаников: верхнего черемшанского горизонта, нижнего мелекесского горизонта, подольского горизонта

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА КОЛЛЕКТОРОВ В ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГАНСКОГО НГР

И.С.Низяева

ФГУ НПП "Геологоразведка", Санкт-Петербург,e-mail: nieva-irina@yandex.ru

В данной работе изучались верхнеюрские отложения Западной Сибири. На основе комплексных литолого-фациальных исследований пород васюганской свиты осуществлен прогноз наиболее перспективных зон для поиска углеводородов в пласте Ю1-1.

На территории Юганского НГР верхнеюрский нефтегазоносный комплекс является одним из основных по запасам нефти и количеству залежей [1]. Отложения верхней юры представлены баженовской, георгиевской, васюганской и абалакской свитами. Васюганская свита распространена на большей части территории Юганского НГР за исключением крайних западных районов. В разрезе васюганской свиты выделяются верхняя и нижняя подсвиты. Нижняя подсвита сложена преимущественно аргиллитами с прослоями алевролитов. Верхняя подсвита сложена песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. В составе верхней подсвиты васюганской свиты Юганского НГР выделяют продуктивные пласты Ю1-1, Ю1-2 и Ю1-3. Высокая латеральная и вертикальная неоднородность пород васюганской свиты ведет к доминированию в разрезе сложнопостроенных залежей УВ [2] структурно-литологического типа. Применение комплексного литолого-седиментологического и геолого-геофического методов являются неотъемлемой частью геологоразведочных работ при поиске залежей подобного типа.

Проведено детальное седиментологическое описание керна 15 скважин с выделением литологических типов пород. Литотипы выделялись по литологическим и текстурным особенностям, которые затем объединялись в фации и в ассоциации фаций. В районе исследований в верхневасюганской подсвите распространены ассоциации фаций фронта дельты, пляжа и мелководно-морского шельфа.

Ассоциация фаций фронта дельты включает в себя фации проксимального, среднего и дистального конуса выноса дельты и фацию дельтового канала.

Фация дельтового канала. Отложения представлены песчаниками от средне- до тонко-мелкозернистых с глинистым, глинисто-карбонатным, прослоями с карбонатным цементом. Текстуры: массивная, троговая, горизонтально-слоистая, мелкая косая слойчатость ряби течения. Характерно присутствие интракластов аргиллита уплощённой формы, ориентированных по напластованию. Биотурбация отсутствует. Мощность отложений фации от нескольких метров до ~12 м.

Фация проксимального конуса выноса дельты представлена песчаниками от тонко- до средне-мелкозернистых, с прослоями алевролитов глинистых. Распространены текстуры: массивная, бугорчатой косой слоистости, образованной штормовыми волнами, деформаций, ряби течения, волновой ряби. Характерно наличие четких границ между литологическими разностями – «жидких илов», образованных гипо-гиперпикнальными потоками. Встречаются трещины синерезис. В глинистых прослоях наблюдается слабая степень биотурбации ходами ихнофаций *Proximal Cruziana* и *Skolithos*. Мощность фации до 15 м.

Отложения ***фации среднего конуса выноса дельты*** представлены переслаиванием песчаника, алевролита глинистого и аргиллита. Текстуры: волновой ряби, волнистой слоистости, текстуры бугорчатой косой слоистости, прослои алевролита глинистого с текстурами деформации. В глинистых прослоях наблюдается биотурбация от слабой до высокой степени ходами ихнофаций *Proximal Cruziana* и *Skolithos* [3]. Для отложения фации характерны трещины синерезиса, а также четкие границы между литологическими разностями, которые свидетельствуют о высокой скорости седиментации. Мощность до 8 м

Ф***ация дистального конуса выноса дельты*** представлена переслаиванием алевро-песчано-глинистых пород с преобладанием глинистого материала. Характерны текстуры: волновой ряби, линзовидной слоистости, образованной волнами, градационной слоистости, в прослоях более крупнозернистого материала текстуры бугорчатой косой слоистости. Биотурбация ходами ихнофаций *Distal Cruziana* и *Proximal Cruziana*. Встречаются редкие включения конкреций пирита. Мощность отложений достигает 14 м.

Ассоциация фаций пляжа включает в себя фации средней и нижней предфронтальных зон пляжа.

Фация средней предфронтальной зоны пляжа представлена песчаниками тонко-мелко-, мелко-, среднезернистыми, часто алевритисто-глинистыми, с прослоями алевролитов мелко-крупнозернистых песчанистых. Распространены текстуры волнистой слоистости, реликты волновой ряби и бугорчатой косой слоистости. Биотурбация средней до высокой степени. Ходы ихнофации *Skolithos (Paleopchycus, Planolites, Skolithos, Diplocraterion),* реже *Proximal Cruziana* (*Scolicia, Asterosoma, Chondrites, Teichichnus, Thalassinoides, Phycosiphon, Helminthopsis).* Встречаются многочисленные обломки и целые крупные створки раковин двустворчатых моллюсков, мелкие единичные гастроподы. Мощность фации до 3 м.

Фация нижней предфронтальной зоны пляжа. Отложения представлены алевролитами песчаными до глинистых с прослоями песчаника тонкозернистого алевритового. Для пород характерны текстуры биотурбации, реликты волновой ряби, волнистая слоистость, в песчаных прослоях наблюдается бугорчатая косая слойчатость, часто нарушенная биотурбацией. Интенсивная биотурбация пород представлена

преимущественно ходами илоедов ихнофации *Cruziana*. Характерно обилие остатков морских организмов – обломки и целые створки раковин двустворчатых моллюсков, гастроподы, ростры белемнитов. Мощность фации от 2 до 5 м

Ф***ация мелководно-морского шельфа*** представлена алевролитами и аргиллитами темно-серыми до черных, нередко с прослоями и линзами песчаного материала. Характерны текстуры горизонтальной (градационной) слоистости, в песчаных слойках встречаются реликты штормовых волн, волновой ряби, отмечается биотурбация ходами ихнофации *Distal Cruziana* и *Zoophycos*. На плоскостях напластования встречаются обломки раковин двустворок, чешуйки рыб, иногда отпечатки аммонитов. Фация распространена в западных районах территории, где ее мощность достигает 50 метров.

В результате проведенных исследований построена схема корреляции фаций васюганской свиты по 7 скважинам с юго-востока на северо-запад (Рис.1.) и фациальная карта пласта Ю1-1 (Рис.2.).

На основе анализа информации по скважинам, включающей первичное макроописание пород, комплекс ГИС, результаты лабораторных исследований керна, проведенных ранее, сделан вывод, что наиболее перспективными для поисков УВ являются фации проксимального конуса выноса дельты и дельтового канала пласта Ю1-1.

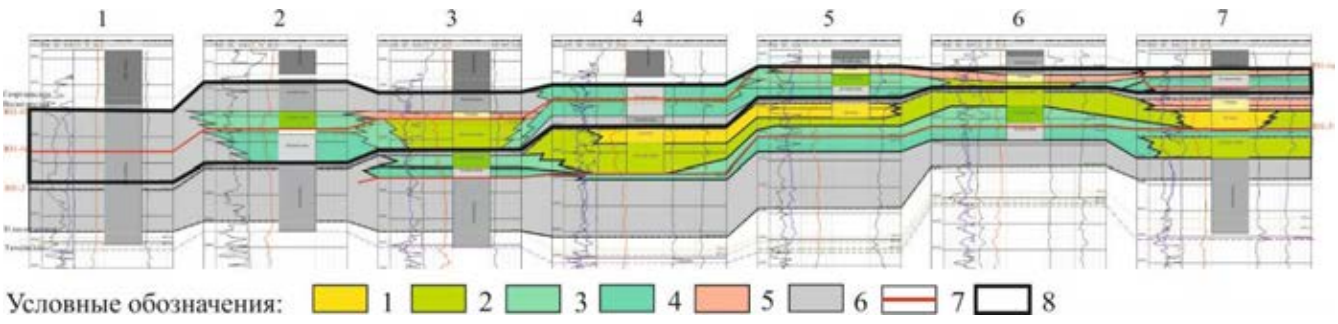


Рисунок 1 – Схема корреляции фаций отложений васюганской свиты Юганского НГР

1 - дельтовый канал; конуса выноса: 2 - проксимальный, 3 - средний, 4 - дистальный; 5 - пляж; 6 - мелководный шельф; 7 - пласт; 8 - объект Ю1-1)

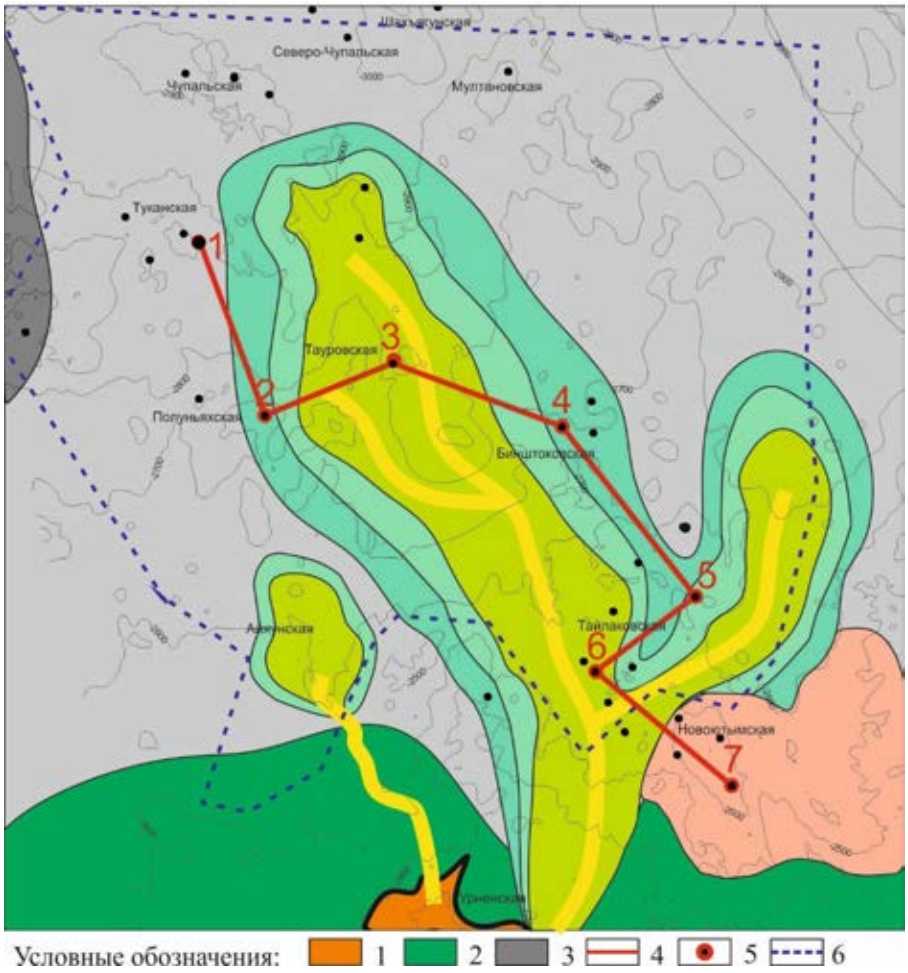


Рисунок 2 - Фациальная карта пласта Ю1-1 васюганской свиты Юганского НГР

1 - зона отсутствия отложений, 2 - прибрежная равнина, временами заливаемая морем, 3 - открытый шельф (абалакские глины), 4 - линия профиля, 5 - скважины, 6 - граница Юганского НГР. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1

Литература:

1. Атлас "Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа". Ханты-Мансийск: ГП НАЦ РН им В.И. Шпильмана, 2004. 148 с.

2. *Кропачев Н.М., Скачек К.Г.* Реконструкции литолого-фациальной модели пласта Ю1 Васюганской свиты по данным сейсморазведки и бурения. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008 г., 187 с.

3. *Pemberton S. G, K. Shanley, J. Dolson.* Core Description Manual for Siliciclastic Cores. For TNK-BP. Tyuman, Russian Federation, 2007. 133 p.

ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-РАННЕОРДОВИКСКОГО ТЕРРИГЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ХР. МАЛДЫНЫРД (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н. Ю. Никулова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, nikulova@geo.komisc.ru

В работе приведено обобщение данных о строении, характере взаимоотношения и литологических и минералогических особенностях залегающих в основании разреза уралид на хр. Малдынырд (Приполярный Урал) грубообломочных толщ, различающихся по генезису и фациальной принадлежности. Проведена реконструкция условий и стратиграфической последовательности осадконакопления, предложена модель развития территории в обстановке становления пассивной континентальной окраины, позволяющая восстановить последовательность геологических событий, пространственно-временную и генетическую взаимосвязь процессов породообразования на раннепалеозойском этапе эволюции северо-восточной окраины Восточно-Европейского континента.

На территории Приполярного Урала изучение терригенных отложений зоны контакта фундамент/чехол представляет интерес в связи открытыми в конце прошлого века в позднекембрийско-раннеордовикской алькесвожской ($Є_3$–O_1al) толще рудопрявлениями золота [7, 8]. Для понимания пространственно-временной закономерности осадконакопления и стратиграфической принадлежности осадочных, в том числе золотоносных толщ, при отсутствии биостратиграфических данных главное значение приобретает изучение их литологических, геохимических и минералогических характеристик, учитывающее множественные факторы, влияющие на формирование и преобразование вещественного состава, в том числе тектонические и магматические, отражающие эволюцию геодинамического режима территории.

Хр. Малдынырд расположенный на западном склоне Приполярного Урала в пределах Ляпинского антиклинория, представляет собой субмеридионально вытянутую антиклинальную структуру, с ядром, сложенным рифей-вендскими образованиями саблегорской свиты (RF_3–V_1sb) и нижнепалеозойскими отложениями обеизской (O_1 ob) и саледской (O_{1-2} sl) свит на крыльях. Нижняя часть саблегорской свиты сложена основными эффузивами, верхняя – кислыми породами эффузивной и пирокластической фаций. Северо-западную часть Малдинской антиклинали слагают основные вулканиты нижней подсвиты, а в области юго-западного замыкания развиты кислые вулканогенные породы верхней подсвиты. В кровле доуралид наблюдаются участки с сохранившейся кембрийской метаморфизованной корой выветривания (kv Є), представленной глиноземистыми и железистыми сланцам по субстрату риолитов и базитов. Алькесвожская толща ($Є_3$–O_1al), заполняющая депрессии допалеозойского рельефа, сложена различными

гранулометрическими типами пород аллювиально-пролювиального генезиса, содержащими переотложенный глиноземистый и железистый материал коры выветривания[1]. Мощность алькесвожских отложений колеблется от первых метров до 140–150 м в тальвегах палеодолин [1]. На древних водораздельных поверхностях обеизские конгломераты залегают непосредственно на породах фундамента. Обеизская свита (O_1ob) представлена конгломератами с редкими линзами гравелитов. В подошве конгломератов фрагментарно прослеживается слой мелко-, среднезернистых кварцитовидных серо-вишневых песчаников выделенный в воротинскую толщу (O_1ob^a) в составе обеизской свиты [6]. Песчаники воротинской толщи, мощностью от 2 до 17 метров, встречаются лишь там, где развиты отложения алькесвожской толщи, и залегают на ее различных горизонтах с угловым несогласием, достигающим 20°, заполняя неровности рельефа кровли. Воротинская толща имеет ритмичное строение. В элементарных ритмах (0.5–1.2 м) чередуются: горизонтальнослоистые разнозернистые песчаники с гравием, косо- и линзовиднослоистые среднезернистые песчаники и тонкогоризонтальнослоистые слюдистые песчаники. В верхней части толщи мощность и количество слюдистых песчаников заметно сокращается. Структурно-текстурные особенности пород воротинской толщи указывают на прибрежно-морские условия, характерные для дельтовых гряд [4]. Образование слоистости связано со слабыми подводными течениями, периодически меняющими направление или с возвратно-поступательными движениями воды во время штормов. Накопление толщи происходило в относительно спокойной обстановке неглубокого моря, при устойчивом и продолжительном опускании территории.

Для пород воротинской толщи характерна лучшая, по сравнению с породами алькесвожской свиты, окатанность и сортировка обломочного материала. Набор и количественные соотношения акцессорных минералов пород воротинской толщи и тельпосской свиты схожи. Постоянно отмечаются гематит, лейкоксен, циркон, турмалин, ильменит, магнетит, гематит. Хлоритоид, пирофиллит, апатит, барит, титанит, алланит, монацит и ксенотим, характерные для алькесвожской толщи, встречаются реже.

В песчаниках воротинской толщи и залегающих выше конгломератах встречены валуны и гальки серицитизированных, часто содержащих значительные количества новообразованного ортита, риолитов. В алькесвожских породах таких обломков не обнаружено. Вероятно, во время их накопления размыву подвергались более рыхлые верхние горизонты сформировавшейся на континенте коры выветривания, а не полностью

[1] Детальная литологическая характеристика, описание особенностей состава, строения и рудоносности отложений алькесвожской свиты ($Є_3$–O_1al) приводятся в работах Л. И. Ефановой 1, 2001) и В. С. Озерова (Озеров, 1996, 1998).

дезинтегрированные породы из нижней части профиля выветривания попали в обеизские толщи в качестве делювия и колювия, фиксируя незначительные тектонические подвижки и являясь своеобразным маркером, фиксирующим окончание континентального этапа развития территории.

Составляющие на хр. Малдынырд основную часть нижнепалеозойского разреза массивные мелкогалечные конгломераты содержат редкие линзы конгломератов и гравелитов с крупной косой слоистостью, присутствие которых обусловлено существованием подводных течений, являющихся отражением мелких тектонических импульсов. Обеизские конгломераты представляют группу флювиальных отложений приливного фациального типа. Вещественный состав гравелитов и конгломератов одинаковый. До 95 % составляет кварц, редко отмечаются обломки в различной степени измененных риолитов, глинистых, гематитовых и серицитовых сланцев Особенностью гранулометрического состава является бимодальное распределение фракций – псефитовые и псаммитовые обломки, при практическом отсутствии алевритовых и глинистых. Образование таких пород возможно лишь в условиях с активным гидродинамическим режимом, при интенсивной переработке поступающих с континента продуктов размыва фундамента с концентрацией монокварцевых галечников и гравийников и выносом алевро-глинистой составляющей в более глубокие зоны морского бассейна.

Важной особенностью нижнепалеолойский терригенных толщ хр. Малдынырд является их золотоносность. Лучше всего изучено золото из алькесвожской толщи [1–3; 7, 8 и др.]. В воротинской толще золото, максимальные содержания которого обнаружены в слюдистых мелкозернистых песчаниках, имеет специфический состав, отличный от всех известных в районе рудопроявлений, в которых в качестве примесей в золоте содержатся серебро, медь, палладий, ртуть. В высокопробном золоте из воротинских песчаников присутствует только палладий [5]. Особенности строения и залегания позволяют считать, что оруденение представляет собой захороненную прибрежную россыпь, а литолого-геохимические и минералогические особенности рудоносных пород могут быть использованы для целей корреляции при сопоставлении разрезов и металлогеническом прогнозировании. Песчаники воротинской толщи являются индикатором начальной фазы морской трансгрессии. Их формирование началось с медленного проникновения морского бассейна в наиболее пониженные участки суши, когда красноцветными косослоистыми песками в первую очередь заполнялись депрессии рельефа, сохранившиеся после накопления континентальных алькесвожских отложений. Наиболее возвышенные участки еще не были сразу затоплены морем и какое-то время представляли собой систему островов, между которыми существовали локальные течения, что подтверждается разнонаправленной

ориентировкой серий косых слойков в песчаниках. Характер распределения и количественное соотношение обломков серицитизированных риолитов внутри обеизких пород указывает направление их поступления с юго-запада на северо-восток. Морское осадконакопление на пассивной континентальной окраине с постоянной высокой скоростью погружения больших участков шельфа привело к накоплению основании глобального трансгрессивного цикла мощной конгломератовой толщи, распространенной вдоль всего западного склона Севера Урала.

Работа выполнена в рамках инициативного проекта УрО РАН №15-18-5-50 «Литогенез осадочных толщ фанерозоя Тимано-Уральского региона.

Литература:

1. *Ефанова Л. И.* Алькесвожская толща на севере Урала. Стратиграфия, литология, металлоносность. – Сыктывкар: Геопринт 2001. 24 с.

2. *Кузнецов С. К., Тарбаев М. Б., Моралев Г. В. и др.* Золото-платиноидная минерализация на Приполярном Урале // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Материалы Всерос. Конф. – Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 13–14.

3. *Кузнецов С. К., Тарбаев М. Б., Ефанова Л. И., Чупров Г. В.* Золото коренных проявлений в Кожимском районе Приполярного Урала. / Сыктывкарский минералогический сборник, № 31 (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН; Вып. 109). – Сыктывкар, 2001. С. 116–133.

4. *Кутырев Э. И.* Условия образования и интерпретация косой слоистости. – Л.: Недра, 1968. 128 с.

5. *Никулова Н. Ю.* Базальные горизонты уралид севера Урала. – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 240 с.

6. *Никулова Н. Ю., Ефанова Л. И., Карчевский А. Ф., Швецова И. В.* Новый стратиформный тип золоторудной минерализации на хр. Малдынырд (Приполярный Урал). ДАН, 2003. Т. 392. № 1. С. 92–95.

7. *Озеров В. С.* Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала / Руды и металлы, 1996. №4. С. 28–37.

8. *Озеров В. С.* Особенности металлогении золота Центрально-Уральского поднятия на Севере Урала / Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Материалы всерос. конф. – Сыктывкар: Геопринт, 1998. С.14–16.

МОЛАССОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Б.Ф. Палымский

СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, e-mail: *palymsky_bf@mail.ru*

Надежными индикаторами становления орогенных поясов служат молассовые формационные комплексы, выполняющие межгорные впадины и прогибы. В работе описаны основные разновидности молассовых комплексов и этапы их проявления на Северо-Востоке России.

Важнейшими тектоническими элементами земной коры являются орогенные (орогенические) пояса. Процессы орогенеза, независимо от порождающих его причин, приводят к образованию положительных (сводовые поднятия) и отрицательных (межгорные впадины и прогибы) морфоструктур. Положительные структуры (воздымающиеся горные массивы) интенсивно разрушаются процессами денудации и не сохраняются в геологической летописи. Судить о процессах орогенеза в их пределах можно лишь косвенно – по перерывам в осадконакоплении, по проявлениям интрузивного магматизма, в лучшем случае – по проявлениям активного синхронного вулканизма. Межгорные впадины, где концентрируется обломочный материал, служат прекрасными индикаторами орогенного режима, как и выполняющие их молассовые комплексы.

Территория Северо-Востока России представляет собой сочетание нескольких самостоятельных орогенных поясов [1] – Чукотского, Олойского, Яно-Колымского, Охотско-Корякского. В целом, в позднемезозойской-раннекайнозойской истории региона выделяется четыре этапа горообразования – позднеюрско-неокомовый, раннемеловой, ранне-позднемеловой и неоген-четвертичный. Каждый из них выражен системами межгорных впадин и уверенно фиксируется различными молассовыми комплексами. Особенность состава молассовых формаций – преобладание обломочных, в том числе грубообломочных пород, с которыми ассоциируют алевролиты, мергели, аргиллиты и др., структурная особенность - значительная фациальная изменчивость, грубая цикличность. В зависимости от преобладающих парагенезисов пород различают самостоятельные формационные комплексы – шлировый, собственно молассовый (терригенный), угленосный молассовый и вулканогенно-осадочный молассовый [3].

Шлировый комплекс наиболее представителен для позднеюрского-неокомового этапа, формируя ряд сопряженных впадин Олойского орогенного пояса [6], Омолонского микроконтинента [2], Уяндина-Ясачненского вулканогенного пояса [8]. Комплекс характеризуется сочетанием морских и континентальных фаций, присутствием значительных объемов вулканитов и туфогенно-осадочных пород, имеет цикличное строение; каждый цикл

начинается конгломератами и завершается чередованием тонкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов с многочисленными остатками морской фауны, иногда – наземной флоры. Спорадически присутствуют пласты базальтов и туфов с галькой базальтов. В палеогеографическом аспекте шлировый комплекс указывает на регрессию морского бассейна, формирование отмелей и многочисленных островов; морские отложения в них чередуются с континентальными, объем которых увеличивается вверх по разрезу. Часто образование островов сопровождается синхронным вулканизмом, фиксируемым присутствием пирокластического и лавового материала.

Терригенный молассовый комплекс раннемелового этапа формирует многочисленные межгорные впадины и прогибы Чукотского (Айнахкургенская, Нутесынская, Умкувеемская) и Яно-Колымского (Балыгычано-Сугойский прогиб) орогенных поясов. Стратиграфический разрез комплекса отличается пестротой состава, циклическим строением и значительными фациальными изменениями по простиранию. В основании сложных циклов присутствуют конгломераты, выше преобладают песчаники, в верхней части – алевролиты и аргиллиты с многочисленными остатками листовой флоры. Типичным представителем является омсукчанская серия Балыгычано-Сугойского прогиба (2500-4000 м), содержащая пласты каменного угля мощностью до 8 м и исключительно богатый комплекс растительных остатков [7]. Преобладают континентальные фации, образовавшиеся в различных условиях седиментогенеза – при мутационных изменениях в дельтах рек в результате заполнении возникающих впадин наносами, при миграции фациальных зон в пределах аллювиальных равнин, при прогрессивном накоплении осадков в области предгорного шлейфа делювиально-пролювиальных образований и т.п.

Своеобразен *вулканогенно-осадочный молассовый* комплекс раннего-позднего мела, тесно связанный со становлением протяженного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). В истории развития ОЧВП выделяется три крупных вулканических цикла, которым отвечают вулканические серии со сменой пород от основных и средних в нижней части серий до кислых в верхней [5]. В основании каждого цикла залегает вулканогенно-осадочная моласса, достигающая мощности 2000 м и тесно связанная с началом становления вулканогенного пояса. Существенная роль в составе молассы принадлежит конгломератобрекчиям, в которых присутствуют многочисленные окатанные и не окатанные обломки и глыбы эффузивов и их туфов. Эти данные позволяют предполагать предгорно-пролювиальный или лахаровый генезис конгломератобрекчий и молассы в целом. При приближении к вулканогенному поясу в составе формации начинают преобладать туфы и лавы при сокращении роли осадочных пород. Наибольшая мощность молассы приходится на сочленение вулканогенного пояса с прилегающими межгорными впадинами и резко падает

за их пределами. Образование вулканогенно-осадочной молассы связано с размывом формирующейся вулканической горной страны и выносом огромной массы осадочного и вулканогенного материала в естественные «резервуары» в пределах существовавших обширных низменностей.

Завершающий неоген-четвертичный этап выразился в образовании неотектонических рифтогенных впадин и выполняющего их *угленосного молассового* комплекса (угленосной формации). Отложения комплекса залегают, как правило, на размытой поверхности или на коре выветривания по более древним толщам. Комплекс примерно в равных соотношениях составлен песчаниками, конгломератами или галечниками, алевролитами и глинами, с большим количеством бурых углей, часто образующих промышленные скопления. Угленосность обусловлена эпизодическим выносом мелкообломочного материала в озерно-аллювиальную равнину, способствовавшему массовому захоронению растительных остатков и их углефикации.

Непрерывный разрез между молассовыми комплексами различных этапов удается наблюдать лишь в отдельных межгорных впадинах [3], однако граница между этапами устанавливается вполне определенно по отчетливой смене парагенезисов пород.

Литература:

1. *Геодинамика, магматизм и металлогения* Востока России // Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1, 572 с.

2. *Кузнецов В.М.* Осадочные формации, тектоническое районирование и палеоструктура восточного фланга Яно-Колымской системы // Колыма. 1994, № 5. С. 12-18

3. *Палымский Б.Ф.* Тектоника позднемезозойских окраинных впадин Чукотки // Автореф. канд. дисс. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1974. 23 с.

4. *Палымский Б.Ф.* Опыт структурно-вещественной классификации геологических формаций // Тихоокеанская геология, 2005, 5. С. 83-87

5. *Палымский Б.Ф.* Меловые формационные комплексы Северного Приохотья // Современное состояние наук о Земле // М: МГУ, 2011. С. 1477-1481

6. *Палымский Б.Ф., Паракецов К.В.* Государственная геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР масштаба 1:200000, Q-58-XIII,XIX (объяснительная записка). М.: ГНТИ, 1985. 103 с.

7. *Роднов Ю.Н.* Опорная легенда Омсукчанской серии листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50000. Магадан: ГКП, 1986. 116 с.

8. *Шпикерман В.И.* Вулканические серии Уяндина-Ясачненского вулканогенного пояса // Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С.62-67

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ОСНОВА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Б.Ф. Палымский

СВКНИИ ДВО РАН, e-mail: palymsky_bf@mail.ru

Вещественные комплексы отражают специфику геологического строения территории и составляют главное содержание любых геологических карт. В докладе рассмотрены структурно-вещественные комплексы Магаданской области в качестве основы для построения полноценной тектонической карты региона.

Структурно-вещественные комплексы, составляющие вещественную нагрузку геологических карт и схем, отражают историю и специфику геологического развития, определяют становление общей структуры региона и его главных структурных элементов и, в конечном счете, составляют основу любых тектонических карт. Наиболее логичным их выражением служат геологические формации и формационные комплексы. На этих принципах построена структурно-вещественная карта Магаданской области масштаба 1:1000000, составленная в лаборатории Геологии и Геофизики СВКНИИ ДВО РАН в рамках проекта по созданию целевых (специализированных) мелкомасштабных геологических карт.

Таблица 1. Осадочные формационные комплексы

Группа терригенных комплексов		
1.	Флишевый	Ритмично чередующиеся песчаники, алевролиты, сланцы, линзы известняков, гравелитов
2.	Шлировый	Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, линзы углей, иногда покровы лав и туфов андезитов, базальтов
3.	Молассовый	Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, пласты каменного угля
4.	Вулканогенно-молассовый	Песчаники, конгломераты и конглобрекчии, алевролиты, сланцы, пласты базальтов, андезитов, их туфов, линзы каменного угля
5.	Граувакковый	Гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы андезитов. андезибазальтов, андезидацитов, линзы кремнистых аргиллитов
6.	Диамиктитовый	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, мощные пачки и толщи диамиктитов, линзы туфопесчаников, туфов
7.	Терригенный	Песчаники, алевролиты, линзы гравелитов, прослои туфов среднего состава.
8.	Алевролито-песчаниковый	Гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, редкие прослои известняков, туффитов.
9.	Тонкотерригенный	Преобладающие аргиллиты, алевролиты, прослои мелкозернистых песчаников
10.	Аспидно-сланцевый	Алевролиты, аргиллиты, кремнистые аргиллиты, аспидные сланцы, линзы песчаников, известняков, пепловых туфов
Группа карбонатно-кремнистых комплексов		
11.	Известняково-доломитовый	Известняки, доломиты, мергели, пласты песчаников, алевролитов, пачки сланцев, в т.ч. граптолитовых, линзы конгломератов и конглобрекчий.
12.	Карб.-терригенный битуминозный	Песчаники, алевролиты, кремнистые аргиллиты и алевролиты, битуминозные известняки, мергели, пласты базальтов, трахибазальтов, их туфов.
13.	Карб. -сланцевый	Известняки, доломиты, мергели, глинистые сланцы, прослои алевролитов
14.	Карб.-терригенно-вулканогенный	Конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки, доломиты, туфы и лавы кислого, среднего состава и основного состава
15.	Карбонатно-кремнистый	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнистые породы, фтаниты, прослои известняков, доломитов, мергелей.
16.	Туфогенно-	Алевролиты, песчаники, мергели, известняки, доломиты, сланцы, пласты

	терригенный	гравелитов, конгломератов, базальтов, спилитов и их туфов.
17.	Кремнисто-сланцевый	Кремнисто-глинистые сланцы, туфопесчаники, известняки, доломиты, альбитизированные базальты и их туфы.
18.	Вулканогенно-кремнистый	Гравелиты, вулканомиктовые песчаники, туфы среднего и основного состава, кремнистые сланцы, яшмы
19.	Терригенно-кремнистый	Конгломераты, песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты и аргиллиты, линзы известняков, мергелей, пласты туфов и лав базальтов.

Главную нагрузку карты составляют группы стратифицированных формационных комплексов (табл. 1. 2). В соответствии с разработанной классификацией [2;3] определены группы осадочных, вулканогенных, и метаморфогенных формационных комплексов. Среди них наиболее распространены флишевые, молассовые (собственно молассовый, шлировый, вулканогенно-молассовый), различные терригенные (от тонко- до груботерригенного, диамиктитовый, граувакковый), карбонатные, кремнистые. Вулканогенные комплексы редко встречаются в чистом виде (базальтовый, платобазальтовый), обычно – в сочетании с какими либо осадочными. Метаморфогенные комплексы немногочисленны, главным образом в силу ограниченного распространения допалеозойских образований. По упрощенной схеме показаны плутоногенные комплексы - гранитовые, гранодиоритовые, диоритовые и так далее.

Таблица 2. Вулканогенные и метаморфогенные комплексы

Вулканогенные комплексы		
20.	Терригенно-спилитовый	Конгломераты, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, туфы и лавы натриевых базальтов, андезитов, риолитов.
21	«Зеленых туфов»	Туфы среднего и основного состава, с участием лав, переслаивающиеся с песчаниками, алевролитами, конгломератами
22.	Базальтовый	Базальты, андезибазальты, пикробазальты, их туфы, прослои конгломератов, гравелитов, песчаников, известняков.
23.	Платобазальтовый	Базальты, трахибазальты, андезибазальты, очень редко их туфы.
24.	Андезито-базальтовый	Палеотипные андезиты, базальты, их туфы, пачки осадочных пород
25.	Андезит-дацитовый	Андезиты, андезибазальты, их туфы, игнимбриты и туфы дацитов, риодацитов, пачки осадочных пород
26.	Андезит-риолитовый	Двупироксеновые андезиты, туфы и игнимбриты риолитов
27.	Контрастный риол.-базальтовый	Туфы и лавы кислого (включая игнимбриты), среднего и основного состава, туфоконгломе-раты, туфопесчаники, туфоалевролиты
28.	Контрастный вулк.-терригенный	Андезибазальты, андезиты, базальты, туфы и лавы кислого состава, пачки терригенных пород
Метаморфогенные комплексы		
29.	Зеленокаменный	Кварциты, метапесчаники, филлиты, известняки, доломиты, мергели
30.	Метатерригенный	Метаморфизованные песчаники, алевролиты, аргиллиты, кварциты, известняки
31.	Гнейсокварцитовый	Гнейсы, кварциты, амфиболиты
32.	Метавулканический	Трахибазальты, риолиты, пачки терригенных пород
33.	Гнейсово-кристаллосланцевый	Гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты

Рассмотрим коротко структурное (тектоническое) значение выделенных формационных комплексов. В соответствии с современными представлениями [1] наиболее

крупными тектоническими структурами Магаданской области являются Яно-Колымский орогенный пояс, включающий Аян-Юряхский, Иньяли-Дебинский, Омулевский, Приколымский террейны и Омолонский микроконтинент с его обрамлением (Намындыкано-Березовская и Ауланджинская краевые зоны), а также Охотско-Корякскимй орогенный пояс, куда входят Вилигинский, Гижигинский и Кони-Тайгоносский террейны. Конкретные группы вещественных комплексов в их возрастной последовательности достаточно четко характеризуют главные структурные элементы орогенных поясов, причем многие такие группы можно считать эталонными. Уникальны для Омолонского микроконтинента девонско-раннекаменноугольные контрастный риолит-базальтовый (кедонская серия) и карбонатно-терригенно-вулканогенный комплексы, а также карбон-пермский карбонатно-битуминозный комплекс. В Ауланджинском и Гижигинском террейнах им соответствуют терригенно-кремнистый и аспидно-сланцевый комплексы, бесспорно указывающие на более глубоководные условия осадконакопления. Резко отличны от других областей карбонатные палеозойские комплексы Омулевского террейна – карбонатно-сланцевый, известняково-доломитовый, карбонатно-кремнистый. На соседствующем Приколымском террейне роль карбонатных осадков резко принижена и им соответствует монотонный туфогенно-кремнистый комплекс. В пределах террейнов Охотско-Корякского орогена преобладают комплексы базитового состава – пермо-триасовый базальтовый, юрские вулканогенно-кремнистый и «зеленых туфов». Для перми Аян-Юряхского террейна самобытен диамиктитовый комплекс, также как для юры Иньяли-Дебинского террейна – серия флишевых комплексов. Своими наборами формационных комплексов отличаются наложенные вулканогенные пояса, особенно ранне-позднемеловой Охотско-Чукотский, где повсеместно снизу вверх прослеживаются вулканогенно-молассовый, андезит-дацитовый, андезит-риолитовый и платобазальтовый комплексы.

Изложенные материалы позволяют предположить, что структурно-вещественная карта послужит неоценимой основой для создания полноценной Тектонической карты Магаданской области.

Литература:

1. *Геодинамика, магматизм и металлогения* Востока России // ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

2.*Палымский Б.Ф.* Опыт структурно-вещественной классификации геологических формаций. Тихоокеанская геология, 2005, №5

3. *Палымский Б.Ф*. Геологические формации Северо-Востока России. Автореф. Докт. дисс. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2006. 39 с.

MOLAR TOOTH STRUCTURES И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЕЛОИДОВ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ (СРЕДНИЙ РИФЕЙ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРИ)

П.Ю.Петров

ГИН РАН, Москва, e-mail: petrov@ginras.ru

Рассмотрены текстуры, структуры и состав пелоидных илов мезопротерозойской Сухотунгусинской карбонатной платформы. Показано, что развитие МТ-текстур и формирование пелоидов были связаны с деятельностью анаэробных микробных сообществ внутри погребенных слоев карбонатного ила. Микробиальная активность в диагенезе определялась способом консервации высокомолекулярного органического вещества первичных продуцентов в кристаллических агрегатах карбонатного осадка.

Пелоиды, как собирательный термин, объединяет округлые, мелкие (десятки и первые сотни микрон), микрокристаллические карбонатные зерна, различного происхождения [1]. В докембрийских морских осадках они нередко рассматриваются как побочный продукт деятельности бентосных фототрофных микробных сообществ, в частности, цианобактериальных колоний Entophysalidacean и/или Pleurocapsalean [2]. В данной работе на примере карбонатных отложений сухотунгусинской свиты рассмотрен механизм диагенетического происхождения пелоидных зерен и их тесная связь с широко распространенными в верхнем протерозое своеобразными текстурами Molar tooth (MT).

Отложения сухотунгусинской свиты, относящиеся к верхним горизонтам мезопротерозоя, в настоящее время датируются в 1030 млн. лет [3]. Илистые осадки, отложенные в пределах Сухотунгусинского мелководного карбонатного рампа, претерпевали глубокие и практически повсеместные преобразования в условиях диагенеза. Результатом таких преобразований являлся низкомагнезиальный кальцимикроспарит, замещающий илистый матрикс и формирующий специфические трещиноподобные МТ-текстуры [4]. В последовательности отложений количество пелоидных зерен пропорционально количеству МТ-микроспарита вмещающих пород. Максимальное количество того и другого компонента наблюдается в наиболее мелководных фациях внутреннего и среднего рампа в проксимальной части платформы.

Пелоидные структуры составляют три варьирующих в различных пропорциях структурных компонента: пелоидные зерна, реликты илистого осадка и окружающий их кальцимикроспаритовый цемент. Они образуют два основных типа структур: реликт-пелоидные и пелоидные микроспариты. Реликты и зерна состоят из доломикрита, обогащенного ультрадисперсным органическим веществом, при этом пелоидные зерна последовательно структурируются из бесформенной субстанции реликтовых слойков. Зерна

в момент и после своего формирования не подвергались ни деформациям, ни перемещениям, связанным с литостатической нагрузкой.

Наблюдения над взаимоотношением зерен и их распределением в породе показали четкую приуроченность зерен к границам микроспаритовых тел с одной стороны, и их способность срастаться в агрегаты с единообразным внутренним строением до начала кристаллизации, с другой. Очевидно, что свободный рост протопелоидных частиц происходил внутри полостей микроспаритового цемента, создававшего жесткий каркас на стадии компакции илистого осадка. Судя по диаграммам распределения направлений, зерна росли in situ в полостях ограниченного объема, сопоставимого с размером зерна. Стабильность таких статистических показателей (средний размер, удлинение, размах вариаций, стандартное отклонение и коэффициент корреляции) указывают на независимость роста частиц ни от осадочного процесса, ни от локальных условий среды диагенеза.

Химические, петрографические и рентген-структурные анализы пород показывают непрерывный кальцит-доломитовый спектр состава, что свидетельствует о преобразовании карбонатных отложений в закрытой диагенетической системе, где $CaCO_3$-$MgCO_3$ составляющие осадка четко дифференцированы между кальцимикроспаритом и доломитом реликт-пелоидных компонентов структур. Данные микрозондовых анализов показали, что кристаллические агрегаты пелоидных зерен состоят из Ca-избыточного (вплоть до 65 mol.% Ca) доломита. Судя по экспериментальным данным [5], его кристаллизация начиналась при отношении Mg/Ca mol. в растворе 1,12-0,83, то есть в интервале примерно равных количеств этих элементов. После кристаллизации зерен и цемента происходило выпадение силикатных фаз.

Все полученные данные указывают на формирование пелоидов и МТ текстур внутри слоев частично литифицированного карбонатного осадка в ходе его микроспаритового замещения. При этом пелоидные зерна возникали из организованных микробных агрегатов. Растворение заметных количеств Mg-кальцита илов могло происходить в результате микробной активности первичных анаэробов-ферментаторов, расщепляющих высокомолекулярную органику с образованием летучих кислот. Низкая температура способствовала деятельности гомоацетогенных бактерий, что препятствовало росту pH среды и задерживало кристаллизацию кальцимикроспаритового цемента. Очевидно, мортмасса первичных продуцентов была включена в кристаллические агрегаты первичной карбонатной фазы илов и по этой причине была недоступна деструкторам в сингенезе и далее вплоть до момента ее высвобождения в ходе микроспаритового замещения. Такие кристаллические агрегаты достигали размера крупнозернистых алевритовых фракций. Они составляли основной объем илов и содержали законсервированный органический субстрат

для бактериальных сообществ глубоко погребенных осадочных слоев. Условия среды отвечали сульфат/метан транзитной зоне, где могли формироваться метан-потребляющие консорциумы сульфатредукторов и метанотрофных архей. Микробные агрегаты-гранулы, по форме и размерам близкие к рассматриваемым пелоидным зернам, образуются в условиях метанового брожения в биореакторах.

Процесс формирования пелоидных структур развивался от начального растворения поверхности зерен осадка сообществом индивидуальных организмов к крупным микробным консорциумам, представляющим протопелоидные зерна (рис. 1). Кристаллизация Са-доломита зерен разгружала локальный резервуар Mg^{2+}, что способствовало ускорению кристаллизации окружающего кальцимикроспарита, "запечатыванию" им фрагмента пелоидной структуры и прерыванию дальнейшей миграции фронта растворения. Уменьшение карбонатной щелочности при кристаллизации карбонатов провоцировало выпадение магнезиальных фаз филосиликатов и кремнезема.

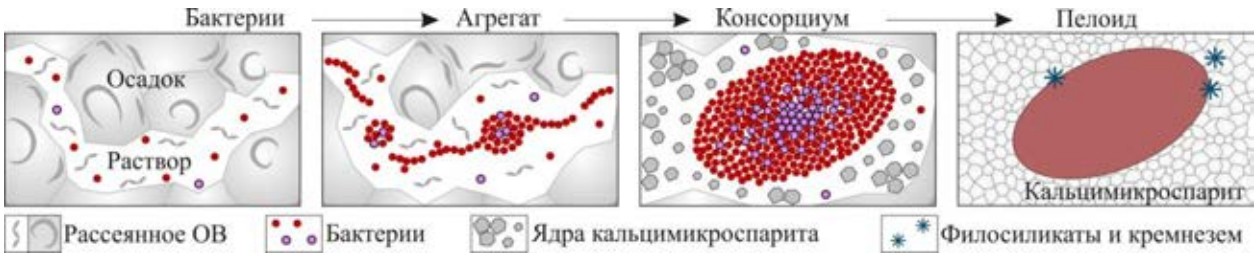


Рисунок 1 - Последовательные стадии формирования пелоидов

Литература:

1. *Flügel E.* Microfacies Data: Matrix and Grains / Microfacies of Carbonate Rocks. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. P. 73-176.

2. *Kazmierczak J., Coleman M.L., Gruszczynski M., Kempe S.* Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas // Acta Palaeontol. Polonica. 1996. V. 41. № 4. P. 319-338.

3. *Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация и биостратиграфическое значение // Труды ГИН. Вып. 567. М.: ГЕОС. 2006, 280 с.

4. *Петров П.Ю.* Molar tooth structures: механизм формирования и специфика карбонатного диагенеза в позднем докембрии (сухотунгусинская свита рифея Туруханского поднятия Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 3. С. 3-26.

5. *Kaczmarek S.E., Sibley D.F.* On the evolution of dolomite stoichiometry and cation order during high-temperature synthesis experiments: an alternative model for the geochemical evolution of natural dolomites // Sedimentary Geology. 2011. V. 240, P. 30-40.

АНАЛИЗ ЦИКЛИЧНОСТИ СРЕДНЕТРИАСОВОЙ ТОЛЩИ В РАЙОНЕ КРЯЖА ПРОНЧИЩЕВА (СРЕДНЯЯ СИБИРЬ)

А.Ю.Попов[1,2], Е.С.Соболев [1], А.В.Ядренкин [1]

[1]ИНГГ СО РАН, Новосибирск, e-mail: PopovAY@ipgg.sbras.ru, SobolevES@ipgg.sbras.ru, YadrenkinAV@ipgg.sbras.ru

[2]НГУ, Новосибирск

Приведены новые данные о цикличности среднетриасовой толщи в районе кряжа Прончищева, сложенной карангатинской, туора-хаинской, усть-оленекской и олимпийской свитами. Установлено, что изученные отложения представляют собой серию циклов декаметрового масштаба с регрессивной направленностью, образующих, в свою очередь, крупный регрессивный седиментационный цикл с ярко выраженным двучленным строением. Формирование отложений происходило в обстановках преимущественно мелководно-морского комплекса, с увеличением вверх по разрезу влияния близбереговых обстановок и несколькими этапами быстрого повышения уровня моря.

На фоне возрастающего интереса к арктическому региону страны в плане его нефтегазового потенциала новые данные о геологическом строении северных районов являются весьма актуальными [9]. Территория настоящих исследований расположена на границе Усть-Анабарского и Лено-Оленекского фациальных районов Хатангско-Нижнеленской фациальной области [6]. Для нее характерна достаточно слабая геологическая изученность, а имеющиеся данные базируются на фондовых материалах геологической съемки 50-60 гг. прошлого века.

В настоящей работе приведены результаты анализа цикличности отложений анизийского и ладинского ярусов центральной части кряжа Прончищева в районе р. Песчаной, выполненного на основе новых данных, полученных при полевом изучении обнажений. Изучением цикличности среднетриасовых отложений на севере Средней Сибири занимался ряд исследователей [3, 4, 5, 6, 7, 8, 13 и др.]. По литературным данным в это время происходило формирование крупного седиментационного цикла (соответствующего сиквенсу второго порядка [13]), включающего в себя два цикла меньшего масштаба (соответствующих анизийскому и ладинскому сиквенсам третьего порядка [13]). В свою очередь анизийский цикл имеет трехчленное строение с регрессивной направленностью осадконакопления в каждой из частей [4, 5].

На основе анализа вещественного состава и генетической интерпретации отложений [10] в изученной среднетриасовой толще удалось выделить серию циклов декаметрового масштаба с регрессивной направленностью, формирующих анизийский и ладинский седиментационные циклы, выделяемые от уровня максимальной трансгрессии до уровня максимальной регрессии. На границах декаметровых циклов не редко наблюдается быстрый

трансгрессивный переход от наиболее регрессивных верхних частей к низам следующего цикла. Подобная картина отражает асимметричный ход циклических процессов.

Анизийский седиментационный цикл имеет мощность 180 м. Нижние 60-65 м разреза представлены отложениями, формировавшимися в переходной зоне морского побережья. Эта часть разреза, вероятно, соответствует нижнеанизийской карангатинской свите и нижней части туора-хаинской свиты, составляющими наиболее мористую часть первого регрессивного цикла. Вышележащие отложения (20 м) формировались в обстановках нижней части предфронтальной зоны пляжа.

Второй цикл (35 м) отражает смену обстановок переходной зоны побережья обстановками предфронтальной зоны пляжа и нижнего пляжа. Третий цикл имеет мощность15 м. Нижняя его половина формировалась в обстановках переходной зоны при достаточном поступлении алевритового материала. Верхняя соответствует обстановкам предфронтальной зоны пляжа, сменяющимися обстановками нижнего пляжа. Второй и третий циклы формируют единый седиментационный цикл (50 м) с общей регрессивной направленностью.

Далее следует четвертый цикл (10 м) со слабовыраженным регрессивным трендом, формирование которого происходило в обстановках различных частей предфронтальной зоны пляжа. Пятый цикл (16 м) начинается с отложений дальней и переходной зон, сменяющимися отложениями подводной отмели предфронтальной зоны пляжа. Последний цикл (27 м) средне-верхнеанизийской туора-хаинской свиты может быть разделен на три части, отражающие смену обстановок нижней части предфронтальной зоны пляжа, обстановками ее верхней части и непосредственно пляжевыми. Четвертый, пятый и шестой циклы формируют более крупный седиментационный цикл (53 м) с общей регрессивной направленностью.

Ладинский седиментационный цикл (63 м) можно разделить на два цикла меньшего масштаба, отвечающими усть-оленекской и олимпийской свитам. Нижние 12 м нижнего, седьмого, цикла фиксируют значительное увеличение глубины бассейна, а верхняя его часть (1,5 м) соответствует обстановке подводной отмели предфронтальной зоны пляжа. Восьмой цикл (49 м) отвечает последовательной смене нижней и верхней частей предфронтальной зоны пляжа, вплоть до нижнего пляжа в верхней своей части. Ладинские отложения завершает среднетриасовый разрез и с размывом перекрываются трансгрессивной осипайской свитой.

Проведенный анализ цикличности среднетриасовой толщи кряжа Прончищева позволил выделить восемь циклов декаметрового масштаба регрессивной направленности, которые образуют два седиментационных цикла большего масштаба (анизийский,

ладинский) и вместе формируют единый регрессивный ряд развития. Подобное циклическое строение имеют и другие бореальные бассейны среднетриасового возраста [13]. Полученные результаты согласуются с предположением, что в нижнем-среднем триасе после относительного спокойствия Сибирская платформа, включая ее Лаптевский блок, испытывала сводовое поднятие [11, 12], вызванное финальной стадией формирования суперконтинента Пангея, которое завершилось на рубеже среднего и верхнего триаса [1, 2].

Выделенные в изученном разрезе циклы декаметрового масштаба контролируются эвстатическими и тектоническими событиями регионального или локального значения. Они асимметричны, имеют общий регрессивный тренд, единый комплекс обстановок и достаточно резкие границы, что позволяет использовать их при литостратиграфической корреляции геологических разрезов в пределах рассматриваемого бассейна для интервалов, слабо охарактеризованных фаунистически. Сравнительный анализ строения изученного разреза с опорными разрезами среднего триаса на мысе Аиркат (усть-анабарский тип) и вблизи поселка Ыстаннах-Хочо (лено-оленекский тип), доказал его приуроченность к лено-оленекскому типу разрезов, и позволил уточнить стратиграфические границы свит.

Литература:

1. *Божко Н.А.* О двух типах суперконтинентальных циклов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 5. С.15-24.

2. *Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. – С. 1083-1107.*

3. *Дагис А.С., Казаков А.М.* Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. – Новосибирск: Наука. 1984. – 77 с.

4. *Егоров А.Ю.* Стратиграфия среднего триаса восточной части Лено-Анабарского прогиба // Вестн. Моск. Ун-та. Сер 4. Геология. 1996. № 5. – С. 20-27.

5. *Егоров А.Ю.* Этапность в формировании триасовых отложений на севере Средней Сибири // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1983. №10. – С. 25-31.

6. *Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Могучева Н.К., Соболев Е.С., Фрадкина А.Ф., Ядрёнкин А.В., Девятов В.П., Смирнов Л.В.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал ”ГЕО”. 2002. – 322 с.

7. *Каплан М.Е.* Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. – Л.: Недра. 1976. – 231 с.

8. *Карогодин Ю.Н.* Особенности структуры породно-слоевых ассоциаций (циклитов) триасовой толщи северных прогибов Центральной Сибири // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. Труды ИГиГ АН СССР, вып. 514. – М.: Наука. 1982. – С. 3-15.

9. *Конторович А.Э., Эпов М.И., Бурштейн Л.М., Каминский В.Д., Курчиков А.Р., Малышев Н.А., Прищепа О.Н., Сафронов А.Ф., Ступакова А.В., Супруненко О.И.* Геология, ресурсы углеводородов шельфов арктических морей России и перспективы их освоения // Геология и геофизика. 2010. Т.51. №1. – С. 7-17.

10. *Попов А.Ю., Соболев Е.С., Ядренкин А.В.* Литолого-фациальный анализ триасовых отложений кряжа Прончищева (Средняя Сибирь) // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Мат-лы VII Всероссийского литологического совещания. Т. II. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН. 2013. – С. 394-397.

11. *Сафронов А.Ф.* Модель строения пассивной континентальной окраины моря Лаптевых // Горные ведомости. 2011. № 6. – С. 78-81.

12. *Цейслер В.М., Корчуганова Н.И.* Эпохи тектонической активности и стабилизации Сибирской платформы в фанерозое // Изв-я высш. учеб. заведений. Геология и разведка. 2009. № 4. – С. 3-8.

13. *Egorov A.Y., Mørk A.* The East Siberian and Svalbard Triassic succession and their sequence stratigraphical relationships // Zbl. Geol. Palaont. Teil 1 – 1998 – Heft 11-12. – Stuttgart, Februar, 2000. – P. 1377-1430.

КОНСЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В ЛИТОЛОГИИ И СТРУКТУРЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Е.С.Пржиялговский, М.Г.Леонов, Е.В.Лаврушина

ГИН РАН, Москва, e-mail: *prz4@yandex.ru*

Новые данные по тектонике и литологии отложений кайнозойского чехла в бортовых зонах межгорных впадин Северного Тянь-Шаня, полученные в процессе полевых исследований, позволяют связать седиментационные процессы с тектоническими обстановками, изменяющимися в течение кайнозоя, описать структурные парагенезы, возникшие в осадочном чехле и в фундаменте в процессе и после осадочного заполнения впадин.

Возникновение внутригорных впадин Тянь-Шаня на стадии кайнозойской активизации, складчатые деформации накопившегося в них осадочного чехла, высокоамплитудные флексурные и взбросовые структуры бортовых зон - все это является отражением деформаций палеозойского фундамента на альпийском этапе тектогенеза, поздние стадии которого связаны с коллизией Индийской и Евразиатской плит. В пределах Северного Тянь-Шаня внутригорные впадины имеют форму широтно вытянутых ромбов, расположенных кулисами и, помимо морфологического подобия, обладают сходством внутренней структуры и эволюции. Заложение межгорных впадин к северу от «линии Николаева» и постседиментационная деформация осадочных коплексов происходили на площадях, где фундамент сложен преимущественно палеозойскими гранитоидами, поэтому стиль тектонических деформаций в значительной мере определялся объемными реологическими свойствами пород гранитного ряда [5]. Для всех впадин, за исключением нескольких узких щелевидных прогибов, характерно асимметричное строение их ложа в

поперечном сечении и развитие структур взбросо-надвиговой кинематики вдоль более крутого борта. Несмотря на длительное и разностороннее геолого-геофизическое изучение структур внутригорных впадин Тянь-Шаня [2, 4-10 и многие др.] до сих пор остается дискуссионным вопрос о роли меридионального сжатия, сдвиговых смещений, изменения мощностей коровых слоев (в результате перераспределения масс или изменения их объема) при формировании альпийской тектонической структуры и современного рельефа.

Детальные геологические и морфоструктурные исследования на нескольких ключевых участках зон наиболее амплитудных деформаций в Иссыккульской, Чуйской, Кочкорской и других впадин позволили установить множество сходных черт морфологии деформационных структур, сформировавшихся в процессе заполнения прогибов как в осадочных комплексах, так и в палеозойском фундаменте, и сопоставить основные этапы структурной перестройки. На всех исследованных участках бортовых зон впадин интенсивные деформации распространены в пределах широкой (3-8 км) полосы вдоль контакта «фундамент-чехол» и проявляются как в породах палеоген-неогенового осадочного чехла, так и в фундаменте. Для крутых бортов большинства впадин характерны общие черты строения:

- по простиранию контактов кайнозойских и палеозойских пород чередуются взбросо-надвиговые и стратиграфические взаимоотношения;

- в осадочных комплексах во фронте крутых взбросо-надвигов развиты бескорневые складчато-разрывные структуры, выраженные в современном и палеорельефе;

- оси асимметричных гребневидных антиклиналей и сопряженных с ними синклиналей в пределах распространения осадочных комплексов ориентированы косо по отношению к простиранию зоны и, совместно с оперяющими разрывными структурами составляют транспрессивные парагенезы;

- для позднеордовикских гранитоидов обрамления впадин (в зонах концентрации кайнозойских деформаций) характерны структуры катакластического течения - рассредоточенные смещения линзовидных, округлых или плитчатых блоков, что на

макроуровне проявляется в складчатых деформациях поверхности фундамента, козырьковых структурах в бортах впадин и в протрузиях масс дезинтегрированных гранитоидов в толщу осадочного чехла;

- для фаз тектонической активности, которые чередовались с периодами относительного покоя, устанавливаются различные кинематические режимы, объясняющие особенности литологического состава, мощностей и фациальной изменчивости разновозрастных осадочных толщ;

- для неогеновых осадочных толщ, несколько различающихся по времени своего накопления в различных впадинах, характерны наибольшие мощности и фациальная изменчивость [7], что согласуется с представлениями о пул-апартовой природе бассейнов в транстенсивной обстановке [2, 5];

- наиболее амплитудные деформации кровли фундамента и формирование складок в осадочном чехле связаны с плиоцен-плейстоценовой транспрессивной стадией (завершившейся формированием типичной молассы) и, судя по изгибам и флексурным смещениям четвертичных валунно-галечных террас в бортовых зонах [4, 6, 9, 10 и др.], интенсивность дифференцированных орогенических движений не затухает на современном этапе.

Проведенные структурно-геологические исследования и анализ имеющихся геолого-геофизических данных, в том числе полученных в последнее десятилетие, указывает на важную роль процессов тектонического течения, с различной интенсивностью проявившегося в палеозойском фундаменте, в формировании альпийской, прежде всего позднекайнозойской структуры Северного Тянь-Шаня. Тектоническая подвижность дезинтегрированных (гранулированных) пород обуславливает вертикальное и горизонтальное перераспределение масс, причем наиболее сложные структурные парагенезы формируются в линейных зонах деструкции верхней коры – мегаструктурах сдвигового типа [1, 3-5]. Компенсация вертикальных и горизонтальных перемещений масс горных пород фундамента, наглядно проявляющаяся в бортовых зонах внутригорных впадин, является ключевым моментом для реконструктции геотектонических и седиментационных обстановок альпийского этапа.

Исследования поддерживаются проектами Программ ОНЗ № 6 и 10, грантами РФФИ № 13-05-00298 и 14-05-00545.

Литература:

14. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.

15. Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61.

16. Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50-77.

17. Пржиялговский Е.С., Кузиков С.И. Детальные морфоструктурные исследования в районе Бишкекского геодинамического полигона // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6 Междунар. симпозиума, Бишкек. НС РАН. 2014. С. 36-38.

18. Рыбин А.К. и др. Альпийская геодинамика Тянь-Шаня: проблемы и решения // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6 Междунар. симпозиума, Бишкек. НС РАН. 2014. С. 40-44.

19. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.

20. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 224 с.

21. Юдахин Ф. Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 247 с.

22. Bullen, M. E., Burbank D. W., Garver J. I. Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints, J. Geol., 111, 2003. P. 149–165.

23. Thompson S.C. et al. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia // Journal of geophysical research. Vol. 107. 2002. P. 7-32.

СПЕЦИФИКА КАЛИЙНО-МАГНИЕВОГО СОЛЕОБРАЗОВАНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУПИКОВОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-ПРИКАСПИЙСКОГО СОЛЕРОДНОГО БАССЕЙНА

Свидзинский С.А.[1], Барановская М.А.[2]

[1]ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий», г. Котельниково

[2]ООО «ГеолХимПроект», г. Москва, доп. офис г. Котельниково, e-mail: Baranovs-marina@yandex.ru

Рассматриваются палеогеографические условия накопления калийно-магниевых и магниевых залежей в Приволжской моноклинали и ее южной тупиковой части, вмещающей Гремячинское месторождение калийных солей и смежные поисковые участки: Дargановский и Равнинный. Обосновывается вывод о развитии в период образования практически каждой (за небольшим исключением) ритмопачки, локальных суббассейнов, накапливающих сгущенные до уровня эвтоники калийно-магниевые рассолы, с образованием соответствующих пород.

Рассматриваемая территория расположена в южной части Приволжской моноклинали, окаймляемой непосредственно Северо-Донецкими дислокациями – с юга, Воронежской антеклизой - с запада и Прикаспийской впадиной – с востока. В связи с отмеченным местоположением, здесь сложились особые палеотектонические и, соответственно, палеогеографические условия седиментогенеза, особенно в заключительные – эвапоритовые стадии солеобразования, отличные от условий расположенной севернее собственно Приволжской моноклинали и, по всей видимости, остальной территории Северо-Прикаспийского солеродного бассейна. Это, естественно, отразилось на литолого-фациальном своеобразии образовавшихся здесь пород.

Попытаемся в общих чертах проанализировать изменение палеогеографической обстановки в процессе формирования калие-магниеносных ритмопачек в пределах Гремячинского месторождения калийных солей и сопредельных поисково-оценочных участков: Равнинного и Дargановского (Рис. 1). Самые нижние из установленных здесь ритмопачек балыклейская (II), карпенская (III), приволжская (IV) и самая верхняя – ерусланская (X) не содержат калийно-магниевых образований.

Луговская ритмопачка (V). В отличие от основной территории Приволжской моноклинали, где в толще каменной соли отмечаются лишь прослои полигалита ($K_2Ca_2Mg(SO_4)_4*2H_2O$), в южной тупиковой части прослеживаются продуктивные залежи сильвиновой (KCl) и карналлитовой ($KCl*MgCl_2*6H_2O$) пород. Соответственно, в этот период здесь существовал локальный суббассейн, заполненный насыщенной по калию и магнию рапой. Однако и здесь имеются различия:

- в пределах Гремячинского месторождения суббассейн на стадии эвтоники характеризовавлся относительно выровненным ложем, что позволило сформироваться сравнительно выдержанной продуктивной сильвинитовой залежи;

- на территории поисковых участков дно суббассейна было весьма неровным с наличием возвышенностей, отмелей и впадин; соответственно, в определенной части обоих участков прослеживаются значительной мощности (до 5-15 м) сильвинитовые залежи, на некоторых участках – не менее мощные (20-40 м) карналлитовые пласты, а на некоторых – маломощные (2-3 м) слои сильвинита или карналлитовой породы.

Погожская ритмопачка (VI). На территории Приволжской моноклинали в разрезе погожской ритмопачки развита т.н. «нижняя» бишофитовая залежь; она формирует линзообразные тела, вытянутые в субмеридиональном направлении на значительные расстояния (20-30 км), окаймляясь карналлитовыми породами и сильвинитом; мощность залежей в апикальной части тел достигает 20-30 м; с вышележащей «верхней» бишофитовой залежью антиповской ритмопачки она образует уникальный т.н. Поволжский бишофитоносный бассейн [Свидзинский, Московский, 2004]. Рассматриваемая южная тупиковая часть моноклинали в погожское время была относительно приподнята, что отразилось на характере образовавшихся здесь пород:

- в пределах Гремячинского месторождения прослеживается только нижняя базальная часть разреза ритмопачки, и лишь на отдельных локальных участках – перекрывающие несколько метров каменной соли; в связи с этим, при изучении месторождения эта часть разреза (как оказалось ошибочно) относилась к подошве базальной доломит-ангидритовой толщи вышележащей антиповской ритмопачки, а нижележащие образования луговской ритмопавчки с продуктивной сильвинитолвой залежью – к погожской ритмопачке;

- последующее поисковое бурение на Дargановском и Равнинном участках позволило проследить в составе погожской ритмопачки не только базальный пласт, но и толщу перекрывающей каменной соли, мощностью 10-20 м, вмещающую в значительном количестве пересечений маломощный (0,7-0,9 м) сильвинитовый слой, а по отдельным скважинам – продуктивную сильвинитовую залежь (3-4 м), и иногда – карналлитовый пласт (1,8-11,7 м). Таким образом, при общем приподнятом состоянии южной тупиковой площади по отношению к Приволжской моноклинали, территория поисковых участков в погожское время, в отличие от Гремячинского месторождения, все же имела ограниченный по времени локальный суббассейн.

Антиповская ритмопачка (VII). В отличие от основной части Приволжской моноклинали, где она промышленно бишофитоносна, в южной тупиковой зоне эта ритмопачка не калие-магниеносная. Соответственно, южная граница эвапоритового суббассена проходила где-то между Наримановским месторождением бишофита и Гремячинским калийным месторождением.

Пигаревская ритмопачка (VIII). На территории Приволжской моноклинали эта часть разреза галогенных образований характеризуется наличием в верхней половине толщи каменной соли пачки (10-60 м), представленной переслаиванием сильвин-галитовой, карналлит-галитовой, сильвин-карналлитовой пород, местами с примесью полигалита и борных минералов. В южной тупиковой части моноклинали признаки калие-магниеносности отсутствуют, что объясняется сравнительно малой мощностью (15-28 м) образовавшихся здесь натриевых солей, т.е. недоотложением верхней (калиеносной) части разреза.

Долинная ритмопачка (IX). В разрезе долинной ритмопачки Приволжской моноклинали и Гремячинского месторождения калийно-магниевая минерализация отсутствует. К северо-востоку от месторождения (Равнинный и Дargановский участки) существовал в долинное время локальный суббассейн, где на стадии эвтоники образовывались залежи карналлитовых, смешанных сильвин-карналлитовых, бишофит-карналлитовых и даже бишофитовых солей.

В пределах Равнинного участка намечается краевая часть бассейна, где отложились маломощные слои сильвинита (2-3 м) и карналлитовой породы (5 м). В основном рассматриваемый суббассейн располагался на площади Дargановского поискового участка. Здесь фиксируются пласты (1-2, редко 7-14 м) сильвинита, толщи карналлитовых пород (до 20-50 м), а также сильвин-карналлитовых (5-32 м), бишофит-карналлитовых (2,5-17 м) и бишофитовых (1-3,5 м). Соответственно, дно суббассейна так же как и описанного выше луговского было чрезвычайно неровным, с наличием значительных отмелей и впадин.

Ерусланская ритмопачка (X). На всей территории Приволжской моноклинали представлена исключительно каменной солью с многочисленными слоями и прослоями ангидрита, что свидетельствует о затухании здесь галогенеза вообще.

В качестве обобщающего вывода отметим следующее:

1 - Кроме, пожалуй, самой нижней ритмопачки галогенной толщи - волгоградской (I), недоразвитой - приволжской (IV), а также самой верхней «затухающей» - ерусланской (X), все остальные на территории севера Прикаспийского солеродного бассейна в завершающие периоды солеобразования собирали в локальных пониженных территориях сгущенную до стадии эвтоники поверхностную рапу и межкристалльные растворы с образованием калийных, калийно-магниевых и магниевых пород.

2 - Ритмопачки, выделяемые и описываемые здесь в разрезе галогенной толщи, являются подразделениями первого порядка. Внутри этих подразделений выделяются более мелкие элементы. Об этом свидетельствуют иногда встречаемые в базальных доломит-ангидритовых породах слои каменной соли, незначительной мощности слои ангидрита в каменной соли, а также слои и прослои галитита в залежах калийных и калийно-магниевых пород и т.п.

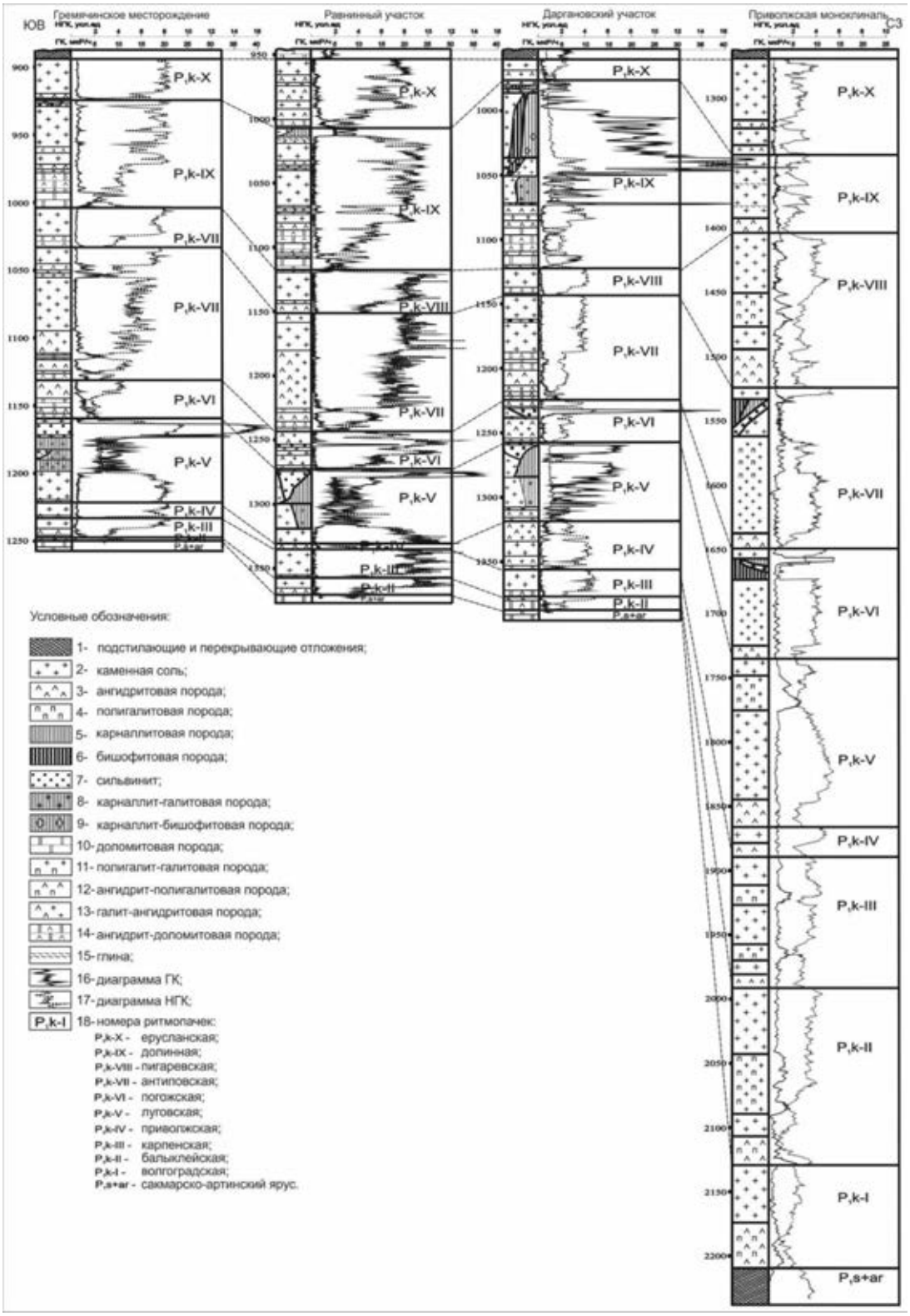


Рисунок 1 - Схема сопоставления ритмопачек галогенной толщи Гремячинского месторождения, Равнинного и Дарганoвского поисковых участков и Приволжской моноклинали в целом (слева-направо)

Литература:

1. *Свидзинский С.А., Московский Г.А.* Поволжский бишофитоносный бассейн. Изд. «Научная книга». Саратов, 2004. 104 с.

О ВРЕМЕНИ ОТЛОЖЕНИЯ СОЛЕЙ И СУЩЕСТВОВАНИЯ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ

В.И. Седлецкий

ЮФУ, Ростов-на-Дону, Институт наук о Земле

Время существования солеродных бассейнов и время отложения галогенных формаций в них резко различаются. В статье рассматриваются возможные причины такого несоответствия.

В среднеазиатском бассейне соленосная гаурдакская свита кимеридж-титона без следов несогласия и перерыва в осадконакоплении залегает на известняках кугитангской свиты, самые верхние слои которых относятся к зоне "plicatilis" оксфорда, и согласно перекрывается красноцветными глинами карабильской свиты нижнего мела . Следовательно, ангидриты, каменная и калийные соли могли сформироваться в интервале времени кимеридж-титон, по С.Л. Афанасьеву [1], соответствующему 17 мил. лет. Огромное расхождение возраста свиты по геологическим данным и расчету (первые сотни тысяч лет) представляется абсурдным по любой из концепций галогенеза и, естественно, требует объяснения. Подобного рода временные несоответствия характерны и для других галогенных бассейнов, однако до сих пор они остаются вне внимания исследователей. Например, для возраста верхнекамской галогенной формации кунгурского века А.А. Ивановым получены следующие цифры. Время образования глинисто-доломито-ангидритовой толщи мощностью около 380 м составляет 150-200 тыс.лет, подстилающей (или нижней) каменной соли (250-300 м) - 13,5-15 тыс.лет, зоны развития калийной соли (100-110 м) - 1,5-2 тыс. лет, покрывающей каменной соли (30-40 м) - 0,4-0,6 тыс. лет. Вся толща солей сформировалась за 15-17 тыс. лет. Если считать, по П. Сонненфельду, что время галогенной седиментации необходимо увеличить с учетом микроварв в 10-12 раз, получается, что соли сформировались за 150-340 тыс. лет. а вся кунгурская формация подстилается артинскими органогенными известняками, перекрыта глинистыми известняками, доломитами с прослоями гипса и каменной соли, алевролитами. косослоистыми песчаниками уфимского яруса. Продолжительность кунгурского века, по С.Л.Афанасьеву [1], составляет 9,8 млн. лет. По нашему мнению, данный факт может быть объяснен только многочисленными скрытыми перерывами в хемогенной садке, вызванными рядом причин, включая практически полную "консервацию" солеродного бассейна, когда объем его изменялся очень мало, а хемогенные осадки годичного цикла были ничтожными по мощности или вовсе не отлагались.

Нам кажется, что временной разрыв может существовать между карбонатной и сульфатной, сульфатной и галитовой стадиями испарительного галогенеза. Допустим, что при упаривании морской воды основная часть хемогенных карбонатов успела выпасть в осадок задолго до начала садки $CaSO_4$, чему соответствует минерализация воды 12-14%. Тогда между карбонатной и сульфатной толщами должен быть перерыв в осадконакоплении (скрытое несогласие). Не исключается, что садка хемогенных карбонатов какой-то части их разреза происходила с постепенно уменьшающейся, вплоть до почти нулевой, годичной скорости, поскольку концентрация $CaCO_3$ в воде со временем падала.

Как известно, садка NaCl начинается при солености 25% из хлоридных вод и примерно 28% - из сульфатных океанических вод. Это значит, что практически полное осаждение $CaSO_4$ задолго до начала садки галита, как и карбонатов до начала выпадения $CaSO_4$, представляется вполне вероятным событием, хотя какая-то часть сульфата кальция может оставаться в рапе, осаждаясь затем вместе с легко растворимыми солями. Следовательно, между массовым выпадением гипса с нормальной годичной скоростью и началом садки NaCl также возможен перерыв неопределенной продолжительности или же период с резко замедленной годичной седиментацией $CaSO_4$.

Изучение слоистости позволило установить очень сложный, пульсирующий характер развития солеродных бассейнов, включающий "бесчисленные опреснения концентрирующихся рассолов водами, питавшими бассейн; при этом сами опреснения были не только кратковременными, сезонными, но и более длительными, обнимавшими десятки, а иногда и сотни лет". Одним из примеров подобного процесса может быть калиеносная зона Верхнекамского месторождения, годичная слоистость, которого детально изучена многими исследователями. М.П. Фивег, отмечает, что почти всегда пласты калийных пород перекрываются слоем (4-20 см, иногда более) карбонатно-ангидрито-глинистой породы. По мнению Н.П. Фивега, наличие таких прослоев свидетельствует о прекращении садки солей на десятки лет, а выдержанность их на всей площади распространения солей - об одновременности прекращения садки в результате быстрого затопления впадины солеродного бассейна пресными водами. К этим выводам необходимо добавить следующее. Во-первых, в периоды распространения какая-то часть по крайней мере легко растворимых ранее отложившихся солей должна быть уничтожена (какая именно, остается неясным), т.е. мощность разреза сократится, а галит и калийные соли не будут накапливаться до очередного насыщения по NaCl, KCl и т.д. наддонной и межкристальной рапы, что также потребует какого-то времени. Во-вторых, между карбонатными, сульфатными (ангидриты) и галитовыми осадками (ныне породами) также могут быть временные перерывы, об одной из причин возникновения которых сказано выше. Учесть эти перерывы пока не представляется

возможным. Не исключается, что многие из них имели продолжительность не только десятки и сотни, а тысячи и сотни тысяч лет. Периоды распреснения, частичного растворения раннее выпавших фаз, аккумуляции солей в водах и рассолах Восточно-Туркменского суббассейна значительно превосходили по продолжительности кратковременные интервалы перехода их в донные отложения - ангидрит, галит и другие компоненты рассолов и рапы.

Таким образом, определение времени седиментации соответствующих осадков как отношение мощности карбонатных, ангидритовых и галоидных пород к мощности годичных слойков, установленных в галогенных толщах фанерозоя, очень приблизительно, хотя так делают многие исследователи. К такому способу с осторожностью относился и А.А.Иванов. По-видимому, в данном случае определяется нижний временной предел периода накопления осадков при условии (допущении), что этот процесс был непрерывным.

Из выше сказанного следует, что при изучении галогенных бассейнов необходимо различать два очень важных временных интервала - время существования солеродного бассейна (кимеридж-титон Восточно-Туркменского суббассейна - 17 млн.лет) и время, в течение которого отлагались различные соли, запечатленные в осадке и разрезе (Восточно-Туркменский суббассейн - первая сотня тысяч лет). Тогда огромное расхождение возраста гаурдакской свиты, как и других галогенных формаций мира, по геологическим данным и расчетам оказывается уже не абсурдным, а вполне объяснимым, закономерным и обязательным.

Необходимо отметить, что соображение о причинах возрастных различий для галогенных формаций применимы к обеим концепциям их генезиса. В случае эндогенного источника солей необходимые их концентрации достигаются иным способом по сравнению с эвапоритообразованием, если полностью игнорировать климатический фактор.

Литература:

1. *Афанасьев Г.С.* Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени. М.: Недра, 1987. 144 с.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И УСЛОВИЯ ЗАРОЖДЕНИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ

В.И. Сиротин [1], А.В. Жабин [2]

[1]*ВГУ, Воронеж, e-mail: sirotin.37@mail.ru*

[2]*ВГУ, Воронеж, e-mail: zhabin@geol.vsu.ru*

Доархейское зарождение седиментогенеза создаёт условия для предбиологической эволюции органических соединений, зарождения жизни на Земле раньше возрастного рубежа 3,80 млрд. лет назад.

Этапы доархейской истории Земли [2, 3] предполагают не только более раннее зарождение седиментогенеза, но и жизни на Земле, по-новому взглянуть и на проблему предбиологической и биологической эволюции органических соединений на Земле и во Вселенной. Для возникновения жизни во Вселенной, необходима, прежде всего, «благоприятная планета». Планетные системы и их предшественники – проплиды, имеют газово-пылевые оболочки дисководной формы с достаточным количеством пыли и газа для создания будущих планет [6]. Необходимым условием возникновения жизни является также температурный режим поверхности планеты, который определяется тепловой энергией звезды и расстоянием планеты от неё. С учётом вариаций состава атмосферы и интенсивности парникового эффекта температура поверхности могла изменяться, но только в доархейской истории она была более высокой, интегрированное количество тепла было вполне достаточно для образования или «вселенского» планетарного магматического океана, или, по крайней мере, обширных площадей расплава, например, в местах падения крупных метеоритных тел [6]. В течение не более 100 млн. лет от стадии магматического океана температура её поверхности понизилась до значений, близких к комфортным для возникновения жизни. Важнейшим условием возникновения жизни явилось образование гидросферы и зарождение седиментогенеза. Имеются достаточные основания считать, что гидросфера и седиментогенез возникли «очень рано» – в доархее. Группой американских и австралийских учёных был установлен самый древний возраст цирконов из местечка Джек-Хиллс (Западная Австралия) – 4,404 млрд. лет [4, 6], а изотопный анализ кислорода из этих цирконов показал, что вода существовала уже в жидкой фазе и имела температуру значительно выше 0 °С и заметно ниже 200 °С, т.е. она была комфортной для возникновения и существования жизни. Для предбиологической эволюции наиболее благоприятна бескислородная, но не восстановительная атмосфера, состоящая из N_2, H_2O, CO, CO_2, HCN, возможно, с примесью H_2. Раннее зарождение гидросферы и седиментогенеза создали условия для зарождения жизни [1, 3, 4].

Самые древние следы жизни на Земле установлены в породах надгруппы Свазиленд (Южная Африка), имеющую мощность 21 км и возрастной диапазон – от 3,8 до 3,2 млрд. лет [4]. Во всех породах Онфервахта и Фиг-Три описаны микроструктуры палочковидных бактериеподобных тел, нитчатые и сфероидальные структуры, напоминающие одиночные клетки прокариотов. Анализ органических соединений, выделенных из этих пород, методами газовой хроматографии и масс-спектроскопии, позволил идентифицировать среди них соединения биогенного генезиса. Молекулярный генеалогический анализ ныне живущих организмов показал, что жизнь появилась 3,85 ± 0,2 млрд. лет назад [1].

Очевидно, что 1-й доархейский этап (4,55 – 4,45 млрд. лет) был неблагоприятен для зарождения жизни. Органические соединения космического происхождения (в составе пыли, микрометеоритов) подвергались воздействию высоких температур первичной плотной атмосферы Земли, состоящей из паров воды, углекислого газа, кислот (HCl, H_2SO_4), метана и аммиака [1, 3, 6]. Реакция такой атмосферы с только что возникшей земной корой была бурной, привела к образованию первичной массы осадочных пород в виде планетарной коры выветривания, содержащей значительное количество глинистых минералов. Нельзя исключать, что к концу этапа эволюция могла привести к созданию предбиологических структур. Их образованию способствовали и мощные грозовые разряды в земной атмосфере, а их сохранению и эволюции – адсорбция в межслоях глинистых смектитовых минералов.

Во 2-й и 3-й этапы заметно охлаждённой («тёплой», «прохладной») Земли: 4,45 – 4,35 и 4,35 – 4,20 млрд. лет назад; указанные временные интервалы вполне могут претендовать на роль этапов, в течение которых создавались достаточно комфортные условия для предбиологической эволюции органических соединений (смолистых, полимерных молекул, аминокислот) ещё до начала интенсивной бомбардировки [6]. Именно они могли быть исходными «кирпичиками» для возникновения живых организмов. Газово-пылевая составляющая комет также могла быть источником органических молекул [1]. Установлено экспериментально, что тонкие частицы пыли в диапазоне размеров от 2 мкм (0,002 мм) до 1 мм гасят свою скорость, ещё не входя в плотные слои атмосферы (выше 600 км). Метеориты существенно не гасят свою скорость до высоты 50 км, поэтому они при вхождении в плотные слои атмосферы разогреваются, плавятся и испаряются (со световыми и шумовыми эффектами). Но микрометеориты ($d \leq 10$см) теряют свою скорость ещё до высоты 100 км и сильно не нагреваются. Всё это предопределяет тот факт, что частицы пыли с диаметром ≤ 5 мкм входят в атмосферу с температурой ≤ 400 °К и достигают земной поверхности. Дальнейшая эволюция содержащихся в частицах пыли органических соединений могла продолжаться в соответствии с существующими моделями [1, 3, 4]. Большинство

планетологов придерживаются в настоящее время модели разогрева Земли в процессе её роста, плавлении и дифференциации её недр ещё до завершения аккреции. В рамки этой модели вполне вписывается возможная предбиологическая эволюция, связанная с относительно спокойным 3-м этапом.

На 4-м этапе – интенсивной бомбардировки Земли и других планет крупными астероидно-метеоритными телами (4,20 – 3,85 млрд. лет) условия для зарождения жизни были неблагоприятными: эволюция предыдущего этапа прервалась, но затем продолжилась и возможно, на иной более «продвинутой основе».

Высказанные соображения о доархейской истории Земли основаны и на современных представлениях о внутреннем строении Земли и внутренних планет; на современном, геодинамическом стиле планеты, в основе которого лежит представление о взаимодействии всех геосфер Земли, постоянных потоках вещества внутри Земли, о сочетании плюмовой тектоники и тектоники литосферных плит, эволюции литосферы в истории Земли (от мультиплит, малых плит к современным литосферным плитам). При соблюдении всех условий, перечисленных выше, возникла цепочка «преджизни»: органические молекулы – полимеры – пептиды – аминокислоты – протеины – мембраны – абсорбция глобулярных молекул. Переход к жизни связан с возникновением метаболизма, способностью к редупликации, появлением хиральности [1, 4].

Данные сравнительной планетологии и земной кислородной изотопии допускают, таким образом, возможность более древнего возникновения жизни. Что подтверждается и электронно-микроскопическим, и исследованиями кварца из древнейших метаморфических образований Воронежского кристаллического массива [2]. Об этом же свидетельствуют и исследования углеродистых пород бассейна Витватерсранд [5]. Поскольку предбиологическая эволюция нуждается в нескольких млрд. лет ещё до рубежа 3,8 млрд. лет, то на Земле для неё слишком мало времени (всего 0,5 – 1,0 млрд. лет). Это означает, что механизм предбиологической эволюции был запущен в «глубинах» доархея, ещё до образования Солнечной системы, т.е. имеет космическое происхождение.

Литература:

1. Кометы и происхождение жизни. – М.: Мир. – 1984. – 228 с.

2. Сиротин В.И. О биологических формах в породах архея и раннего протерозоя Курской магнитной аномалии и Кольского полуострова / В.И. Сиротин, А.В. Жабин // Докл. РАН. Том 419. – № 3. – 2008. – С. 378 – 380

3. Сиротин В.И. Доархейская и архейская история Земли: этапы, геодинамика и зарождение литогенеза / В.И. Сиротин // Вест. ВГУ. Сер.: Геология. – № 2. – Воронеж. – 2010. – С. 32 – 46

4. Сиротин В.И. Сравнительная планетология: учебное пособие / В.И. Сиротин: Воронежский государственный университет. – Воронеж: Издательско-полиграфический центр ВГУ. – 2009. – 168 с.

5. Школьник Э.Л. Углеродистые породы и золото в них бассейна Витватерсранд, ЮАР – исследование с помощью электронного микроскопа / Э.Л. Школьник, Е.А. Жегало, Л.М. Герасименко, Ю.В. Шувалова / М.: Эслан. – 2005. – 120 с.

6. New the solar System. – Cambridge: Cambridge university press, 1999. – 421 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-PB ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕАМУРСКОГО И ЗЕЯ-ДЕПСКОГО ПРОГИБОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Ю.Н.Смирнова

ИГиП ДВО РАН, Благовещенск, smirnova@ascnet.ru

В публикации приведены результаты U-Pb-геохронологического исследования методом LA-ICP-MS детритовых цирконов, выделенные из образцов юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов. Полученные данные свидетельствуют о том, что в области сноса присутствовали породы различного возрастного интервала. Основными источниками сноса, вероятно, являются палеозойские и мезозойские магматические комплексы, а также позднедокембрийские вулканические породы и гранитоиды, входящие в состав Аргунского супертеррейна. Кроме того, результаты проведенных исследований позволили подтвердить орогенную природу формирования прогибов.

Неотъемлемой частью исследования осадочных последовательностей в настоящее время является проведение U-Pb-геохронологии по детритовым минералам. Данный метод широко используется в мировой геологической практике для реконструкции источников сноса, выявления нижней возрастной границы накопления немых осадочных толщ и установления этапов проявления магматизма. Геохронологические исследования в совокупности с минералого-геохимическим и изотопно-геохимическим подходами вносят существенный вклад в создание геодинамических моделей формирования геологических структур.

В данной публикации представлены результаты геохронологического (U-Pb) датирования обломочных цирконов методом LA-ICP-MS, выделенных из песчаников Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов. Эти прогибы расположены на окраине Аргунского супертеррейна, обращенной в сторону Монголо-Охотского складчатого пояса. В их строении принимают участие юрские морские и пресноводно-континентальные отложения. В составе Верхнеамурского прогиба установлены (снизу вверх по разрезу) [1]: ковалинская, сковородинская, ошурковская, усманковская, ускалинская, осежинская и толбузинская свиты, а в структуре Зея-Депского прогиба выделяются (снизу вверх по

разрезу) [1]: багоноская, аякская, депская свиты и нижняя подсвита молчанской свиты. Возраст свит определен на основании многочисленных находок ископаемых остатков фауны и растительного детрита. Геодинамическая обстановка формирования Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов дискуссионна. Л.П. Зоненшайн с соавторами сопоставлял их с пассивными континентальными окраинами [2], тогда как Л.М. Парфенов с соавторами указывал на их возможную орогенную природу [3]. Связь образования рассматриваемых прогибов с орогеническими событиями, сопровождавшими формирование Монголо-Охотского пояса, отмечалась и другими исследователями (например [4 и др.]), при этом они рассматривали его как бассейн форланда. Также сравнительно недавно были проведены исследования геохимического состава юрских осадков Верхнеамурского и Зея-Депского прогиба, которые свидетельствуют об орогенной природе формирования прогибов [5].

В песчанике нижнеюрской ковалинской свиты Верхнеамурского прогиба обнаружено 116 зерен цирконов. Из них конкордатные оценки возраста получены для 54 зерен. Возраста обломочных цирконов варьируют в широком диапазоне от 2.5 млрд. лет до 170 млн. лет. Цирконы палеозойского и мезозойского возраста (554-170 млн. лет) присутствуют в значительном количестве (60% популяции цирконов). При этом четко выделяются две группы, одна из которых соответствует раннему палеозою (554-447 млн. лет), а другая приходится на рубеж позднего палеозоя и раннего мезозоя (264-170 млн. лет). Самая древняя популяция цирконов (40%) представлена зернами неопротерозойского (1.0-0.77 млрд. лет) и палеопротерозойского (2.5-1.8 млрд. лет) возраста. Необходимо отметить, что среди выделенных популяций цирконов отсутствуют зерна мезопротерозойского возраста.

Из 115 зерен детритовых цирконов из песчаника нижней подсвиты верхнеюрской молчанской свиты Зея-Депского прогиба конкордантные оценки возраста получены только для 42 зерен. Большая часть детритовых цирконов (71%) имеют возраст, варьирующий от раннего палеозоя до раннего мезозоя (545-165 млн. лет). Остальная часть обломочных цирконов имеет протерозойский возраст (2.5 млрд. лет – 580 млн. лет).

Результаты проведенных U-Pb-геохронологических исследований детритовых цирконов из терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов свидетельствуют о наличии цирконов различного возрастного диапазона. При этом в юрских терригенных отложениях Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов преобладают детритовые цирконы палеозойского и раннемезозойского возраста. Их источниками, видимо, послужили палеозойские и раннемезозойские кислые магматические породы Аргунского супертеррейна. В частности, здесь выявлены массивы гранитоидов раннепалеозойского (Гарь-Ультучинский – 495+/-2.5 млн. лет [6] и Южно-Тахтамыгдинский – 472+/-2 млн. лет [7]), среднепалеозойского (Усть-Селемджинский – 372+/-7.5 млн. лет [6] и Урушинский –

386+/-10 и 371+/-5.5 млн. лет [8]), позднепалеозойского (Усть-Макчинский – 278+/-7 млн. лет [8], Урушинский – 278+/-8 млн. лет и Тындинский – 277+/-2 млн. лет [9]) и раннемезозойского (Усть-Дугдинский – 208+/-6 млн. лет и Шимановский – 189+/-5 млн. лет [6]) возраста.

Источниками зерен цирконов мезо- и неопротерозойского возраста, вероятно, являлись позднедокембрийские вулканические комплексы [10], а также позднедокембрийские гранитоиды [11], выявленные в структуре Аргунского супертеррейна. Кроме того, осадочные породы Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов характеризуются наличием обломочных цирконов (8-20%) палеопротерозойского возраста. Вопрос об областях сноса этих цирконов на данный момент открыт, так как надежных геохронологических данных, указывающих на присутствие раннедокембрийских образований в структуре Аргунского супертеррейна, нет.

Также нужно отметить, что возраст наиболее молодых детритовых цирконов из песчаников нижнеюрской (плинсбахский – тоарский ярусы) ковалинской свиты Верхнеамурского прогиба и верхнеюрской (оксфордский – титонский ярусы) нижней подсвиты молчанской свиты Зея-Депского прогиба практически совпадает с их стратиграфическим возрастом. Это подтверждает то, что формирование рассматриваемых терригенных отложений происходило на фоне активной магматической деятельности.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (проект 15-II-2-020).

Литература:

1. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГГП, 1994.

2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 1. – М.: Недра, 1990, 327 с.

3. *Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18 № 5. С. 24-43.

4. *Li J., He Z., Mo S. et al.* The late Mesozoic orogenic processes of Mongolia-Okhotsk orogen: evidence from investigations into deformation of the Mohe area, NE China // Journal of Geoscientific Research in Northeast Asia. 1999. № 2. P. 172-178.

5. *Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И.* Особенности химического состава и тектонические условия накопления юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 2014. Т. 454. № 4. С. 447-451.

6. *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзиньи* U-Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 5. С. 54-67.

7. *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзиньи и др.* Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 414-424.

8. *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М, Сорокин А.П.* Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) // Доклады Академии наук. 2002. Т.387. № 3. С. 382-386.

9. *Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П.* Позднепалеозойский урушинский магматический комплекс южного обрамления Монголо-Охотского пояса (Приамурье): возраст и геодинамическая позиция // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 654-670.

10. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

11. *Wu F.Y., Zhang Y.B., Sun D.Y. et al.* Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Science. 2011. V. 41. P. 1-30.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ТОНКООБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-КАВКАЗСКОГО СЕГМЕНТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В.А.Снежко

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, e-mail: VSnezhko@vsegei.ru

В данной работе на основе интерпретации данных химического состава тонкообломочных пород нижней- средней юры восточной части Центрально-Кавказского сегмента рассматриваются особенности их состава, условий накопления и изменение этих особенностей.

В восточной части Центрально-Кавказского сегмента Большого Кавказа (Урухского блока), в бассейне р. Терек нижне-среднеюрские образования обнажаются в двух структурно-вещественных зонах: северной – Ардон-Ассинской и южной – Фиагдонской [1]. В составе первой из них выделяется две подзоны: северная - Дигоро-Осетинская, к которой с юга примыкает Адайхох-Дарьяльская. В Дигоро-Осетинской подзоне (Д-Оп) нижняя часть разреза юрских отложений (плинсбахская) сложена песчаниками и алевролитами, с прослоями гравелитов и конгломератов Выше залегают аргиллиты с прослоями алевролитов, реже песчаников (плинсбах-ааленская ардонская серия в составе галиатской, ксуртской, зинцарской, Бейно и отзыкской свит) мощностью до 9 000 м. В Адайхох-Дарьяльской подзоне (А-Дп) разрез нижне-среднеюрских отложений представлен дарьяльской серией, состоящей из кистинской и циклаурской свит. Плинсбахская кистинская свита (до 820 м) сложена песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями кварцитов, алевролитов и гравелитов и горизонтами андезито-дацитов. Выше согласно залегают аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников, иногда андезитовых туфов (плинсбах-ааленская

циклаурская свита в объёме, предложенном [1]). мощностью до 1 100 м. В Фиагдонской зоне (Фз) нижне-среднеюрские отложения относятся к плинсбах-ааленской фиагдонской серии (до 2100 м), представленной дзамарашской и бугультинской свитами. Дзамарашская свита сложена глинистыми сланцами с прослоями песчаников, алевролитов, горизонтами базальтов и многочисленными дайками микрогаббро и долеритов. Бугультинская свита представлена глинистыми сланцами с горизонтами базальтов и андезибазальтов.

Аргиллиты и глинистые сланцы северных подзон характеризуются близким содержанием кремнезёма, в Д-Оп оно в среднем 61,58 %, а в А-Дп – 60,33 %. В глинистых сланцах Фз оно существенно ниже - 55,63 %. Отношение SiO_2/Al_2O_3 в Д-Оп равно 3,06, что близко к такому в глинах континентальных фаций, а в примыкающей к ней с юга А-Дп оно составляет 3,32, что близко к значениям в глинах, характерных для прибрежно-морских условий. В Фз это отношение (3, 08), как и в Д-Оп, ближе к глинам континентальных фаций.

Отношение SiO_2/Al_2O_3 в Д-Оп увеличивается вверх по разрезу от 3,18 до3,34 за счет снижения содержания Al_2O_3, в А-Дп оно резко падает вверх по разрезу (3,48 в кистинской свите и 2,52 в циклаурской) за счет увеличения содержания глинозёма. В Фз оно уменьшается вверх по разрезу от 3,21 до 3,0 при одновременном уменьшении количесства кремнезёма и глинозёма.

Для реконструкции условий осадконакопления использовались петрохимические модули (ГМ, ФМ, ЖМ) Я.Э. Юдовича и М.П .Кетрис [5]. Гидролизатный модуль (ГМ) для тоарского времени в исследованных породах примерно одинаков и укладывается в интервал 0,35-0,50 характерный для большинства глинистых пород [5]. В глинистых сланцах галиатской свиты ГМ равен 0,54, в породах циклаурской свиты – 0,53, в аргиллитах фиагдонской серии 0,50. Отмечается понижение значений модуля как вниз, так и вверх по разрезу. В глинистых сланцах кистинской свиты он равен 0,40, а в отложениях, перекрывающих галиатские аргиллиты - 0.43-0.42. Более высокие значения этого модуля могут указывать на более высокую степень выветривания пород в области сноса, а уменьшение его значения после отложения осадков галиатской свиты можно объяснить воздыманием области сноса.

Тонкообломочные породы ардонской и дарьяльской серий характеризуются примерно равными величинами фемического модуля (ФМ) и постепенным уменьшением его величины вверх по разрезу (от 0,18 до 0,15 от 0,19 до 0,15 соответственно), несмотря на наличие вулканогенных пород в составе обеих серий. Резко отличаются глинистые породы фиагдонской серии, для которой характерно наличие горизонтов вулканогенных пород в её разрезе. Для неё модуль ФМ колеблется в пределах 0,21-025 (среднее 0,23). Аналогично ведет себя и железный модуль (ЖМ). В кистинских глинистых сланцах он равен 0,44,

снижаясь в аргиллитах циклаурской до 0,33. В ардонской серии значения ЖМ также падают вверх по разрезу от 0,42 до 0,34. В фиагдонской серии этот модуль имеет практически постоянное значение в пределах 0,43 – 0,44.

Величина отношение Fe/Mn в осадках ардонской серии колеблется в пределах 79-80 (отдельные значения достигают 110-130), что указывает на мелководный характер осадконакопления. Для дарьяльской серии этот показатель находится в интервале 54-61, т.е. эти осадки являются более глубоководными. В таких же условиях накапливались мелкообломочные отложения фиагдонской серии, для которых это отношение равно 54-60.

Низкие значения Na_2O/Al_2O_3 (0,08–0,09) в аргиллитах ардонской серии и глинистых сланцах дарьяльской (0,10-0,12) указывают на относительно высокую степень зрелости слагающих их материала. В фиагдонской серии это отношение более высокое - 0,15-0,18, свидетельствующее о меньшей степени зрелости слагающих материалов. В целом же низкие значения этого отношения характерны для преимущественно литогенного материала.

В породах фиагдонской серии отмечаются высокие значения Na/K (1,35-1,40), свидетельствующие о низкой зрелости пород источников сноса и недалекой транспортировке материала . В низах дарьяльской серии оксид калия преобладает над оксидом натрия (отношение Na/K меньше единицы - 0,76); вверх по разрезу количество калия постепенно уменьшается, в составе размываемых пород начинает преобладать натрий и отношение увеличивается до 1,54. Для пород ардонской серии характерно постоянно преобладание калия над натрием (отношение равно 0,56-0,58), т.е породы в области источника сноса были более зрелыми.

Индекс химического изменения CIA фиагдонской серия практически постоянен, в среднем 68, что указывает на то, что отложения серии сложены относительно незрелым материалом, т. е. степень выветривания пород в области эрозии была невелика в условиях климата, близкого к аридному. В дарьяльской серии среднее значение CIA составляет 73 и слегка уменьшается вверх по разрезу от 74 до 70. В целом же величина CIA укладывается в инервал значений для наиболее распространённых разновидностеё глинистых сланцев (70-75) [2]. Наиболее высокие значения индекса химического выветривания установлены в ардонской серии (77), при этом также отмечается снижение его величины вверх по разрезу (от 81 до 74). Следовательно, отложения дарьяльской и ардонской серии сложены более зрелым материалом и интенсивность выетривания пород в области палеосборов была довольно интенсивной в условиях гумидного типа климата.

Таким образом, глинистые отложения фиагдонской серии почти по всем параметрам существенно отличаются от таковых Д-Оп и А-Дп, что позволяет выделить её в самостоятельный стратон. Отложения ардонской и дарьяльской серий имеют близкие литохимические характеристики, что подтверждает отнесение их к единой структурно-

вещественной зоне. Описанные отложения Урухского блока по своим литохимическим характеристикам отличаются от одновозрастных глин и аргиллитов Восточно-Кавказского сегмента [3], что подтверждает предложенное нами районирование Большого Кавказа [4].

Литература:

1. Геологическое строение и полезные ископаемые российской части Кавказа и прилегающих акваторий / Снежко В. А., Семенова Л. Р., Петров Б. В. и др. СПб. ВСЕГЕИ. 2008. 519 с. Электрон. издание № 0321102226.

2. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала). Литология и полез. ископаемые. 2003. № 5. С. 427-446.

3. Снежко В.А. Особенности состава аргиллитов северной части Агвали-Хивской зоны Восточного Дагестана (Северный Кавказ). Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т.2. М.:ГЕОС. 2000. С. 240-243.

4. Снежко В.А. Геологическое обоснование схемы структурно-вещественного районирования Большого Кавказа. Региональная геология и минерагения. СПб. ВСЕГЕИ. 2012. № 51. С. 52-61.

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

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СИСТЕМ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА

П.О. Соболев, М.А. Лаврентьева

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, peter.sobolev@gmail.com, masha_lavr@mail.ru

Рассмотрены результаты проекта по моделированию нефтегазоносных систем восточной части Баренцева моря. В разрезе выделены четыре интервала наиболее перспективных нефтегазоматеринских толщ. Выполнена оценка величины и времени основной фазы эрозии. Моделирование истории погружения/воздымания бассейна позволило оценить наиболее общие закономерности эволюции органического вещества, генерации, миграции и аккумуляции углеводородов для каждой нефтегазоносной системы. Определены места возможной локализации, фазовый состав и объемы потенциальных ловушек.

В 2011-2014 гг. ВСЕГЕИ выполнял мультиклиентский проект “Бассейновый анализ и моделирование нефтегазоносных систем восточной части Баренцева моря». Основной особенностью проекта было использование широкого комплекса геофизических, минералого-геохимических методов, а также компьютерного моделирования для реконструкции истории погружения бассейна и эволюции нефтегазоносных систем.

Основные результаты проекта: выполнена переинтерпретация геофизических исследований скважин и региональных сейсмических профилей МОВ ОГТ, проведен широкий комплекс исследований керна современными методами, включая изотопные и термохронологические исследования, получены количественные оценки времени и величины воздымания/эрозии для российской части Баренцева моря, проанализированы данные и выполнено моделирование для основных нефтегазоносных (НГ) систем региона.

Для оценки потенциальных нефтегазоматеринских толщ использовались материалы по органической геохимии Баренцевоморской провинции (отчеты ВНИИОкеангеология, АМНГР, МГУ и др.); часть определений $C_{орг}$, R_o и Rock-Eval по образцам керна была выполнена в рамках проекта. На основании анализа всего комплекса параметров были сделаны выводы о преобладающем составе, типе и зрелости органического вещества (ОВ), определены закономерности изменения типа ОВ и его количества в разрезе, установлены тренды изменения параметров для разных типов пород. Потенциальные нефтегазоматеринские (НГМ) горизонты могут присутствовать практически в любом отделе от силура до мела, но их качество и тип ОВ варьируют. Выделяется четыре наиболее перспективных интервала – морские карбонатные фации доманика (D_3, сапропелевое ОВ), морские карбонатно-терригенные фации C_3-P_1 (гумусо-сапропелевое ОВ, иногда эти породы содержат аллотигенные битумы), глинистые мелководные фации T_2-T_3 (преимущественно гумусовое ОВ) и битуминозные черные глины J_3 (сапропелевое ОВ, самые высокие значения $C_{орг}$ и HI). По степени зрелости ОВ палеозойские породы обычно перезрелые, триасовые соответствуют примерно нефтяному окну, юрские и меловые - незрелые.

Оценка величины аплифта и эрозии являлась составной частью моделирования. Сначала выполнялась оценка величины эрозии на основе анализа трендов пористости (по результатам геофизических исследований скважин). После удаления аномальных значений и участков, для каждой скважины и для основных типов пород определялись обобщенные тренды зависимости пористости от глубины (близки к экспоненциальному закону). Их сравнение позволило оценить относительную величину аплифта [1]. Для перехода от относительных оценок к абсолютным использовались независимые оценки уровня эрозии на основе R_o. В качестве «репера» использовалась оценка величины эрозии 500 м для Штокмановской площади. В итоге были получены количественные оценки воздымания и эрозии для 23 скважин на шельфе Баренцева моря. Для площадных оценок эрозии анализировались собранные из различных источников данные о сейсмических скоростях, при этом полученные ранее точечные оценки по скважинам использовались для калибровки. Определено начало основной фазы воздымания - 60 млн. лет [2].

Собственно моделирование выполнялось в 1D и 3D-вариантах. Одномерные модели по 14 скважинам использовались главным образом для калибровки температурной истории; их достоверность проверялась на основе сравнения модельных и реальных данных по R_o, температуре и пористости. На основании обобщения сейсмических и геологических данных была построена 3D модель строения осадочного чехла, которая включала не только геометрию, но и оценку перерывов, эрозии, обобщенную литологию и характеристики органического вещества. В качестве НГТ толщ были приняты четыре перечисленных выше интервала, притом для T_2-T_3 анализировались два возможных коллектора – T_3 и J_2. Также рассматривались несколько сценариев термической эволюции. В результате моделирования определены изменение зрелости во времени, количество выделившихся жидких и газообразных углеводородов (УВ), скорость их выделения и другие параметры. Последняя стадия моделирования – анализ миграции и аккумуляции выделившихся УВ. Анализировались наиболее вероятные варианты, когда вертикальная миграция была незначительной, для среднетриасовой толщи анализировалась также система с покрышкой в средней юре. В результате сделаны выводы об общих чертах поведения НГ систем во времени и в пространстве, для каждой системы получено положение наиболее вероятных областей питания и потенциальных ловушек, оценена вероятность сохранения в них скоплений УВ. На рис. 1-5 показаны основные места аккумуляции УВ для каждой НГ системы, наложенные на модельные оценки степени катагенеза для настоящего момента времени. Несмотря на завышенные объемы (сравнение объемов нескольких модельных и реальных скоплений показывает превышение первых на порядок и более) моделирование отражает наиболее общие закономерности НГ систем. Верхнедевонские НГМ достигли главной фазы нефтеобразования в конце перми и уже к концу триаса были перезрелыми на большей части территории. Залежи нефти и газа этой системы могли сохраниться только на периферии бассейна, в частности на валу Федынского и на поднятиях вдоль берега Новой Земли. Основная фаза генерации УВ верхнекаменноугольных-нижнепремских НГМ пришлась на триас, распределение скоплений (преимущественно газовых) аналогично предыдущей системе, но наиболее перспективно Ферсмановское поднятие. Согласно моделированию, триасовая НГ система имеет наиболее длительную и сложную историю. Намечается несколько этапов ускорения и замедления генерации УВ, она должна была достигнуть максимума в позднем мелу и резко прекратиться с началом воздымания. Большинство ловушек содержит газ и находится в зоне нефтяного окна. Юрские черные глины несмотря на великолепный нефтяной потенциал могли генерировать только крайне малые количества УВ в позднем мелу, притом в наиболее погруженном депоцентре Южно-Баренцевоморской впадины и при условии повышенного теплового потока.

Проект ВСЕГЕИ был поддержан Норвежским нефтяным директоратом (Oljedirektoratet) и компаниями Statoil AS, Concedo AS; Detnorskeoljeselskap AS, Total E&P Russie, Wintershall Holding GmbH и Lukoil Overseas North Shelf AS.

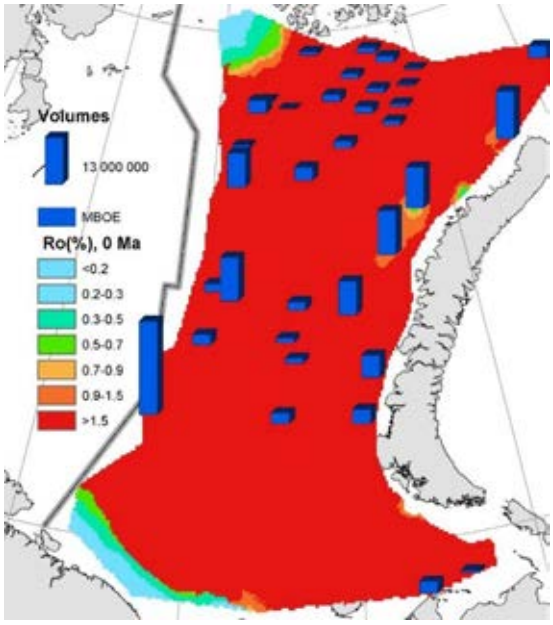


Рисунок 1

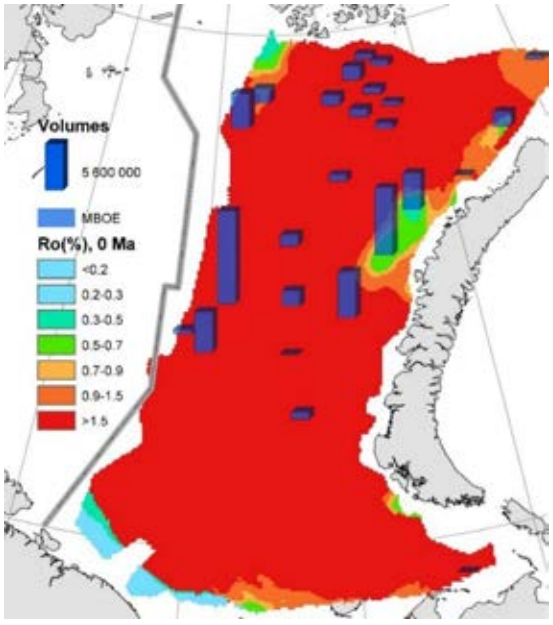


Рисунок 2

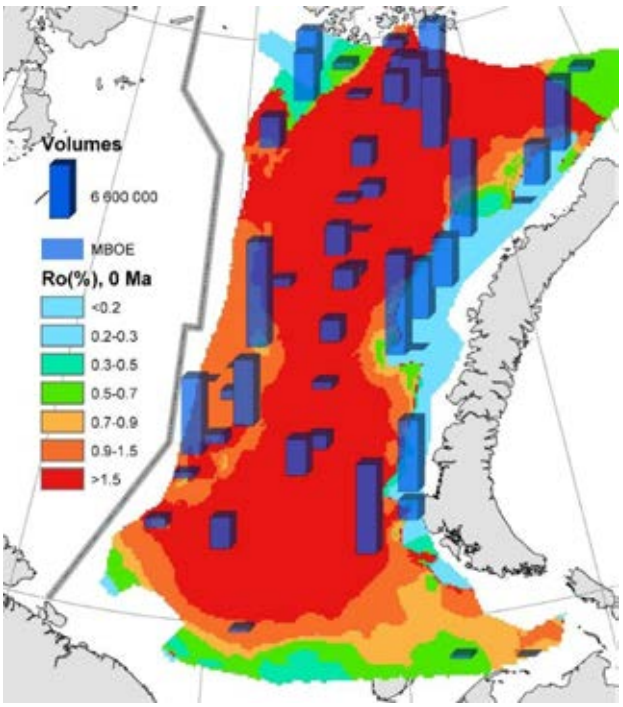


Рисунок 3

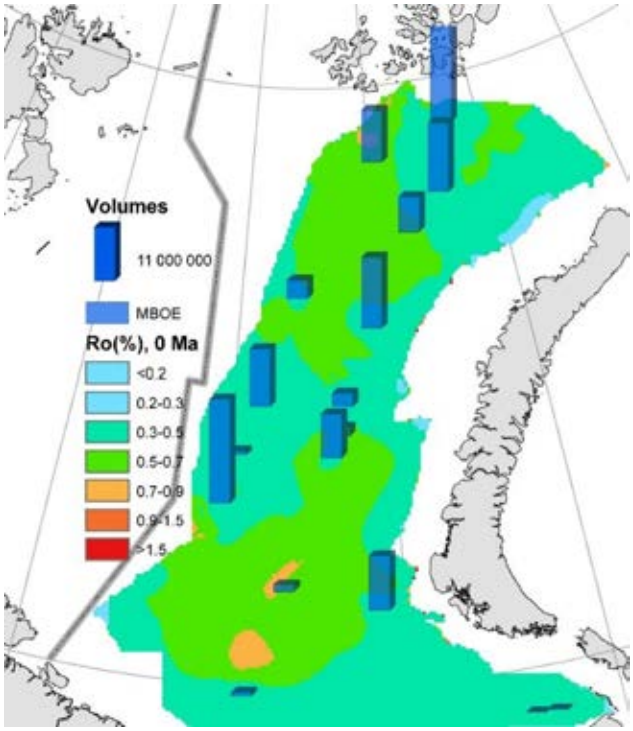


Рисунок 4

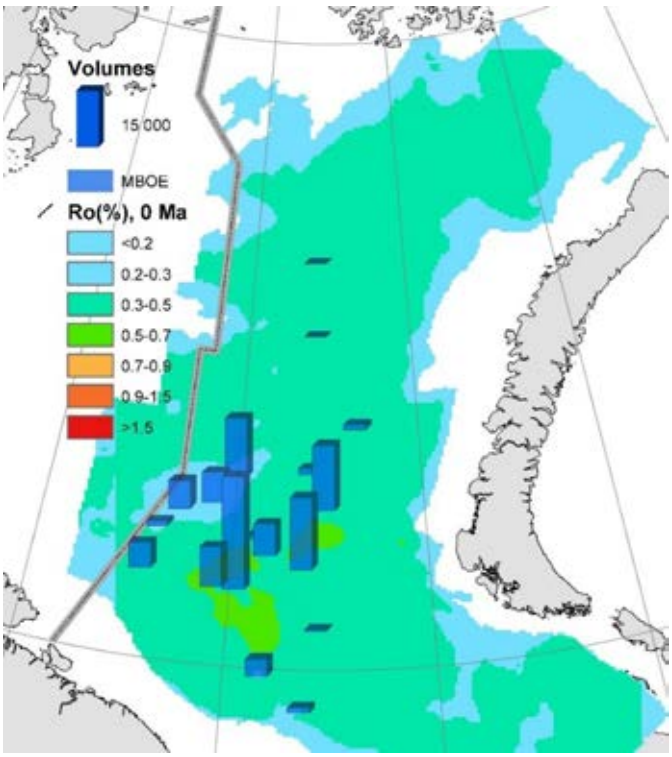


Рисунок 5 - Результаты моделирования для пяти нефтегазоносных систем восточной части Баренцевоморского региона. Положение и объемы аккумулированных УВ, (высота столбика пропорциональна объему, млн. баррелей нефтяного эквивалента), наложенные на карты зрелости для соответствующего горизонта. 1) НГМ толща – D_3, покрышка – C_1; **2**) НГМ толща – C_3-P_1, покрышка – кровля P_1; 3) НГМ толща – T_2-T_3, покрышка – кровля T_3; 4) НГМ толща – T_2-T_3, покрышка – кровля J_2; 5) НГМ толща – J_3, покрышка – кровля J_3.

Литература:

1. *Sobolev, P.*, Cenozoic uplift and erosion of the Eastern Barents Sea – constraints from offshore well data and the implication for petroleum system modelling. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 2012. 163(3): p. 309-324.
2. *Sobolev, P.O., A.V. Soloviev*. Constraints on the Magnitude and Timing of Cenozoic Exhumation for the Russian Barents Sea. in 75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2013 2013. London: EAGE.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОСИБИРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Н.В. Танинская, И.С. Низяева, Н.Н. Колпенская, Н.Я. Васильев, М.А. Мясникова, В.Н. Яшина

ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург, e-mail: tannv@yandex.ru

Проведено комплексное изучение нижнемеловых отложений на севере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Установлено многообразие фациальных обстановок в составе аллювиального, прибрежно-морского, дельтового и мелководно-морского комплексов. На основе проведенных исследований определено, что наиболее перспективными для формирования пород-коллекторов являются фации русловых отмелей, дельтовых каналов, барьерных островов, пляжей, вдольбереговых баров и проксимальных конусов выноса дельт.

В настоящее время одним из основных резервов воспроизводства углеводородного сырья в стране являются нижнемеловые отложения на севере Западной Сибири, которые характеризуются фациальной неоднородностью и сложной сменой обстановок осадконакопления по разрезу и по латерали. Реконструкция обстановок осадконакопления, основанная на комплексной интерпретации керна, каротажа и сейсмики позволяет восстановить историю развития бассейна седиментации с целью прогноза фаций, благоприятных для формирования зон улучшенных коллекторов [4].

Комплексные литогенетические исследования нижнемеловых нефтегазоносных отложений проводились на севере Западной Сибири в Малохетском, Туруханском и Ямало-Гыданском структурно-фациальных районах [2]. По результатам седиментологического, ихнофациального, литолого-петрографического анализов керна более 160 скважин и фациальной интерпретации каротажа с выделением электрофаций [3] более 600 скважин в отложениях нижнемелового возраста определены фации и обстановки осадконакопления. Установлено, что формирование продуктивных отложений происходило преимущественно в дельтовой обстановке по модели различных типов дельт: с влиянием речных процессов, с преобладанием приливно-отливной и волновой деятельности.

На территории восточного борта Большехетской впадины (Туруханский и Малохетский структурно-фациальные районы) изучен интервал разреза берриаса - нижнего готерива, который представлен отложениями нижнехетской свиты и нижней подсвитой суходудинской свиты [1]. Отложения нижнехетской (мегионской) свиты формировались в морских и прибрежно-морских условиях при постоянных колебаниях уровня моря и со значительной активностью волновых процессов. В направлении с востока на запад фации открытого и мелководно-морского шельфа постепенно сменялись фациями вдольбереговых

баров, конусов выноса дельт, забаровых лагун и пляжей. Конус выноса дельты разносился волнами вдоль берега, образуя по бокам дельт обширные песчаные полосы предфронтальной зоны пляжа. Отложения нижней подсвиты суходудинской свиты формировались при постепенном обмелении бассейна и проградации дельтовой системы в сторону моря. Широко развитый дельтовый комплекс фаций с подводными и надводными дельтовыми каналами, конусами выноса и устьевыми барами, в направлении на восток сменялся аллювиальной дельтовой равниной с многочисленными русловыми отмелями, поймами, береговыми валами, песками разливов и болотами.

На территории северо-востока Ямало-Гыданского структурно-фациального района детально изученный готерив-альбский интервал разреза, представлен танопчинской и яронгской свитами. Формирование отложений нижней части танопчинской свиты осуществлялось в условиях обмеления бассейна при проградации дельтовой системы со смешанным влиянием приливно-отливных и речных процессов в сторону моря. На востоке территории преобладали обстановки надводной дельтовой равнины с разветвленными дельтовыми каналами с сопутствующими фациями береговых валов и песков разливов, которые при продвижении на запад сменялись обстановками морского края, подводной части дельты с конусами выноса и далее на крайнем западе – мелководно-морским шельфом с аккумулятивными песчаными телами. Начиная с баррема и в начале апта седиментация средней части танопчинской свиты происходила в континентальных условиях надводной дельтовой равнины по модели дельты с влиянием флювиальных (речных) процессов. Осадки накапливались в отмелях надводных дельтовых каналов и сопутствующих им песчано-алевритовым фациям боковых русел, береговых валов, развивающихся вдоль каналов и песков разливов пойм.

К концу формирования танопчинской свиты в результате наступления трансгрессии континентальные обстановки (русловые отмели и поймы) сменяются дельтовыми комплексами со слабо развитыми устьевыми барами и приливно-отливными отмелями. В западной части территории развивается мелководно-морской шельф с прибрежными барами и небольшими барьерными островами. В палинологических и микрофаунистических комплексах начинают появляться признаки мористости, отмечается присутствие морских фораминифер, двустворок, диноцист.

Отложения яронгской свиты нижне – среднеальбского возраста накапливаются в условиях обширной трансгрессии. Широко развитые отложения мелководно-морского шельфа с барами и гребнями штормовых волн, постепенно перекрываются отложениями крупного конуса выноса дельты, проградирующего в сторону моря, и к концу формирования

яронгской свиты занимающего большую часть территории. Отмечается широкое развитие морских фораминифер и диноцист (рис.1).

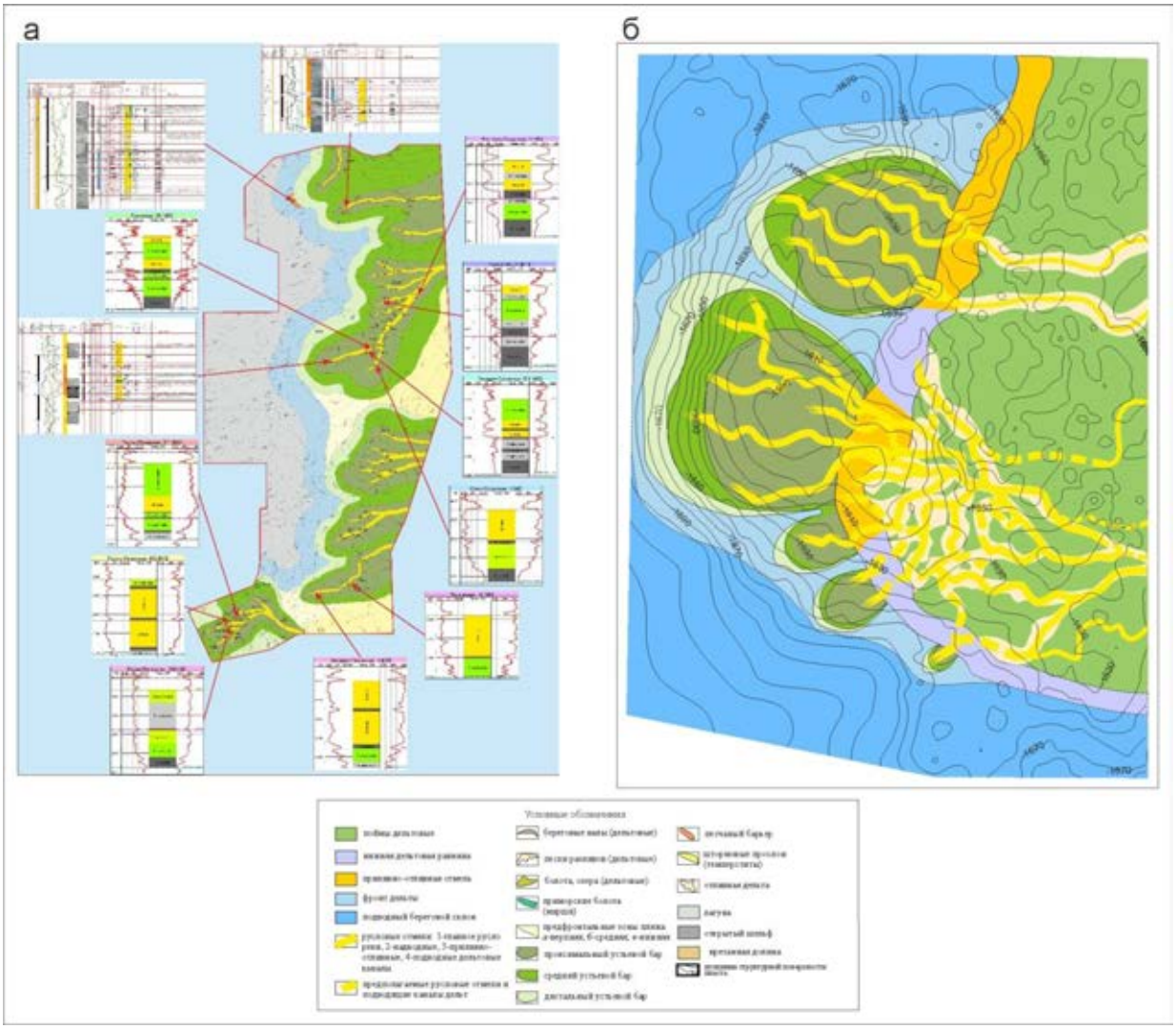


Рисунок 1 - Фациальные карты на время формирования суходудинской (а) и яронгской (б) свит

Наиболее перспективными для формирования пород-коллекторов являются фации русловых отмелей (Кп до 35%, Кпр- 1000 мд), барьерных островов, пляжей, вдольбереговых баров (Кп до 20%, Кпр- 400 мд), проксимальных конусов выноса дельт, дельтовых каналов (Кп до 25%, Кпр- 590 мд).

Литература:

1. *Колпенская Н.Н., Низяева И.С., Танинская Н.В., Шиманский В.В,, Бакуев О.В. , Найденов Л.Ф.* Обстановки осадконакопления продуктивных горизонтов верхнеюрских и нижнемеловых отложений восточного борта Большехетской впадины Западно-Сибирской плиты // Геология нефти и газа, № 6. 2014. С. 2 – 10.

2. *Муромцев В.С.* Электрометрическая геология песчаных тел - литологических ловушек нефти и газа. Москва. Недра. 1984. 260 с.

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

4. *Шиманский В.В., Танинская Н.В., Колпенская Н.Н.* Методические аспекты прогноза неструктурных ловушек углеводородов на примере юрско-нижнемеловых отложений Западной Сибири. Бюллетень Московского Общества Испытателей Природы. Отдел геологический, том 89, вып.4. 2014. с.24-39.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ КАК ФУНКЦИЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

В.В. Трощенко

ЮНЦ РАН

Принято считать, что вещественный и гранулометрический состав осадка определяется фациальными условиями территории или бассейна осадконакопления, к которым относятся в первую очередь глубина водного бассейна и удалённость от береговой линии. При изучении угленосных формаций все вопросы чередования слоёв различного литологического состава, в том числе цикличности сложения угленосных толщ, рассматриваются именно с этой точки зрения.

В общепринятой генетической схеме формирования угленосных толщ роль наиболее глубоководных осадков отводится известнякам и тонкозернистым породам в основном глинистого состава, к мелководным относятся пески и гравийные осадки, а угольные пласты принято считать континентальными болотными образованиями, формирующимися автохтонно на месте произрастания углеобразующей наземной флоры [1,2]. Логические затруднения, связанные с тем, что угольные пласты залегают как правило среди наиболее мелкозернистых элементов разреза, а не среди гравелисто-песчаной его части, как следовало бы ожидать, послужили поводом для создания сложной лагунно-баровой теории формирования цикличности угленосных отложений, где береговая линия совершает возвратно-поступательные движения, а угольные пласты формируются диахронно, т.е. возраст отложения каждого пласта неодинаков на его площади [3]. В качестве приводного двигателя этих перемещений береговой линии и привязанных к ней зон разнозернистого осадконакопления предлагался особый механизм «волновых движений земной коры», т.е. сменяющих друг друга воздыманий и опусканий блоков земной коры, являющихся фундаментом областей осадконакопления.

Между тем, анализ широко известных фактических данных по различным угольным бассейнам и месторождениями показывает, что вопреки классическим схемам Г.А. Иванова [3], угольные залежи формируются изохронно, т. е. одновременно на всей площади водного

бассейна, и представляют, наряду с глинистыми и карбонатными осадками, наиболее глубоководную часть разреза [4,5].

Многие исследователи, в том числе Л.Б. Рухин [6], В.С. Попов [7], совершенно справедливо указывали, что в осадочном бассейне может отлагаться лишь тот терригенный материал, который принесен в него тем или иным природным агентом, преимущественно водными потоками, в меньшей мере ветрами. Поэтому причины возникновения цикличности угленосных толщ следует искать в тектоническом режиме именно областей сноса терригенного осадка, а не областей седиментации, как принято считать до сих пор. Неравномерность погружения дна бассейна, как и эвстатические изменения уровня океана, если бассейн имел связь с последним, также вносили свой вклад в последовательность отложения слоёв пород, но ведущая роль в процессе формирования цикличности принадлежит движениям областей сноса.

Угольные пласты формируются не непосредственно из сухопутных торфяников, а из продуктов их размыва водными потоками после их переноса и отложения на дне водного бассейна. Режим компенсации прогибания области осадконакопления, характер осадка и способ его распределения по площади акватории определяются не местными тектоническими условиями, а прерывистым характером воздымания блоков земной коры, составляющих область сноса терригенного осадка. При интенсивном воздымании энергия рельефа возрастает, компенсация бывает наиболее полной, отлагается наиболее грубозернистый материал, а при остановке воздымания размыв минерального субстрата прекращается, размывается и сносится медленными потоками только органический материал, формируя будущую угольную залежь. Об этом свидетельствует сравнительный анализ морфологии угольных и торфяных залежей [8], обнаруживающий полное отсутствие сходства между этими природными образованиями. Стратиграфическая последовательность слоёв различного состава в угленосной толще является единственным свидетельством о тектонических движениях, происходивших в областях сноса, поскольку сами области сноса оказываются в конце тектонического цикла уничтоженными денудацией и недоступны для изучения, а зачастую их местоположение вообще остаётся областью догадок.

Настоящие континентальные образования, в том числе и болотные торфяники, можно встретить на современных континентах, где они представлены разобщёнными, большей частью маломощными и линзовидными телами, не похожими на осадочные формации геологического прошлого, прослеживаемыми на значительных площадях, а иногда и на нескольких континентах сразу. Они могут подвергаться временному погребению, полному или частичному размыву с переотложением в пределах воздымающегося блока или

за его границами, но в конечном итоге за редким исключением бывают полностью уничтожены и в отложениях минувших геологических эпох практически не встречаются.

Таким образом, настало время признать, наконец, что теория автохтонного торфоугленакопления и неразрывно связанная с ней теория волновых движений земной коры исчерпали себя и требуют замены более адекватными гипотезами, а это неминуемо потребует внесения необходимых поправок в общую теорию геотектоники.

Литература:

1. *Егоров А.И.* Очерки угленакопления. – Ростов-на-Дону, изд-во Ростовского университета, 1974, 132 с.
2. *Жемчужников Ю.А.* Общая геология каустобиолитов. Л., М.: Главная редакция геологоразвед. и геодезич. литературы, 1935, 547 с.
3. *Иванов Г.А.* Угленосные формации (закономерности строения, образования, изменения и генетическая классификация). Л.: Наука, 1967, 407 с.
4. *Трощенко В.В.* Седиментологический аспект углеобразования. Ростов н/Д, изд-во ЮНЦ РАН, 2012, 112 с.
5. *Трощенко В.В.* Модель накопления первичного материала ископаемых углей и угленосных формаций // Разведка и охрана недр – 2012. – № 3. С.30-33.
6. *Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
7. *Попов В.С.* Геотектонический режим образования угленосных формаций // Угленосные формации и их генезис: Материалы IV Всесоюзного угольного совещания (Ворошиловград, 26-28 октября 1970 г.). М.: Наука, 1973. С. 19-30.
8. *Трощенко В.В.* Морфогенез торфяников и угольных пластов // Основные направления геологоразведочных и научно-исследовательских работ на твёрдые горючие ископаемые в современных экономических условиях (тез. докл. XIII Всероссийского угольного совещания). – Ростов-на-Дону: ВНИГРИуголь, 2014. – С.104-107.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ ЧУКОТКИ: ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

М.И. Тучкова[1], С.Д. Соколов[1], Е.В.Ватрушкина[1], Б.Г. Покровский[1]

[1]ГИН РАН, 119017, Пыжевский пер., 7, Москва, e-mail: tuchkova@ginras.ru

В работе рассмотрены каменноугольные отложения Западной Чукотки, представленные карбонатными породами и принадлежащие разным тектоническим структурам. В связи с тем, что эти породы интенсивно деформированы и представлены фрагментами разрезов, для реконструкции условий их осадконакопления привлечен комплексный метод исследований, включающий петрографический, минералогический, геохимический и изотопный методы. Показано, что в ранне-и среднекаменноугольное время на Чукотке существовал крупный тепловодный морской бассейн с нормальной соленостью. Наиболее мелководные образования существовали на м.Кибера, к югу бассейн углублялся. Карбонаты Полярнинского поднятия формировались в условиях подводных гор.

В работе рассматриваются известняки каменноугольного возраста, отмеченные в разных тектонических зонах на Чукотке: в Южно-Анюйской сутурной зоне (Полярнинское поднятие, 1 на рис.1), и на Чукотском микроконтиненте в пределах Алярмаутского поднятия и на м.Кибера (соответственно 2 и 3 на рис.1).

Карбонатные отложения накапливались в разных палеогеографических условиях. Позднее, в результате коллизии Чукотского микроконтинента и структур активной окраины Сибири, они были деформированы, метаморфизованы и сближены в пространстве. Поэтому проблемы выяснения их генезиса и корреляции между собой является весьма актуальной задачей. Взаимоотношения карбонатных пород с подстилающими и перекрывающими образованиями не всегда ясны. Находки фаунистических остатков в карбонатах Чукотки представлены кораллами, брахиоподами и фораминиферами, иногда присутствуют другие сообщества разной степени сохранности. На основании находок фауны предполагается наличие в регионе отложений от турнейского до московского ярусов [2,3].

В составе пород Полярнинского поднятия присутствуют главным образом известняки. В них отмечаются обломки разнообразных, но немногочисленных органических остатков. Накопление известняков Полярнинского поднятия (1) происходило в глубоководных условиях, вблизи вероятной биогермной постройки.

В составе пород каменноугольного возраста на Алярмаутском поднятии (2) помимо известняков встречаются песчаники, а также основные вулканиты. Известняки Алярмаутского поднятия накапливались в мелководно-морской обстановке с активной гидродинамикой, проявившейся в микротекстурах взмучивания и перемывания осадка. В составе карбонатных пород в большом количестве присутствует терригенная примесь, представленная зернами кварца и слюды, обломками вулканокластики.

Карбонатные породы м.Кибера (3) встречаются в виде отдельных развалов и высыпок небольшой мощности. В основании залегают гравелиты, конгломераты, песчаники, продолжающиеся вверх по разрезу главным образом известняками и доломитами с фауной. Карбонатные породы содержат прослои и линзы кремней. Образование карбонатных пород происходило в мелководно-морских условиях карбонатной платформы.

Фациальные условия осадконакопления определили химический и изотопный состав карбонатных пород Чукотки. Породы м.Кибера и Алярмаута обеднены по сравнению с хондритом тяжелыми REE. Наиболее обеднены REE известняки Полярного (1) и Алярмаута (2). Наиболее обогащены REE и особенно тяжелыми – известняки м.Кибера (3). Кроме того, известняки Полярного и Алярмаута обладают заметной Ce аномалией, свидетельствующей об их формировании в удалении от окраины континента. По соотношению Sr/Ba отложения

морские, соотношение HREE/LREE в отложениях Полярного соответствует образованию в условиях океанических островов.

ВЫВОДЫ. Карбонатные отложения Чукотки представлены двумя разными палеофациальными образованиями: известняки Южно-Анюйской сутурной зоны (1) сформировались в условиях океанического бассейна, возможно атолловых рифах. Известняки Чукотского микроконтинента представлены разными зонами карбонатной платформы: вблизи от суши (м.Кибера) и в значительном удалении от нее (Алярмаут).

Благодарности. Работа финансируется из средств РФФИ проект № 14-05-00031

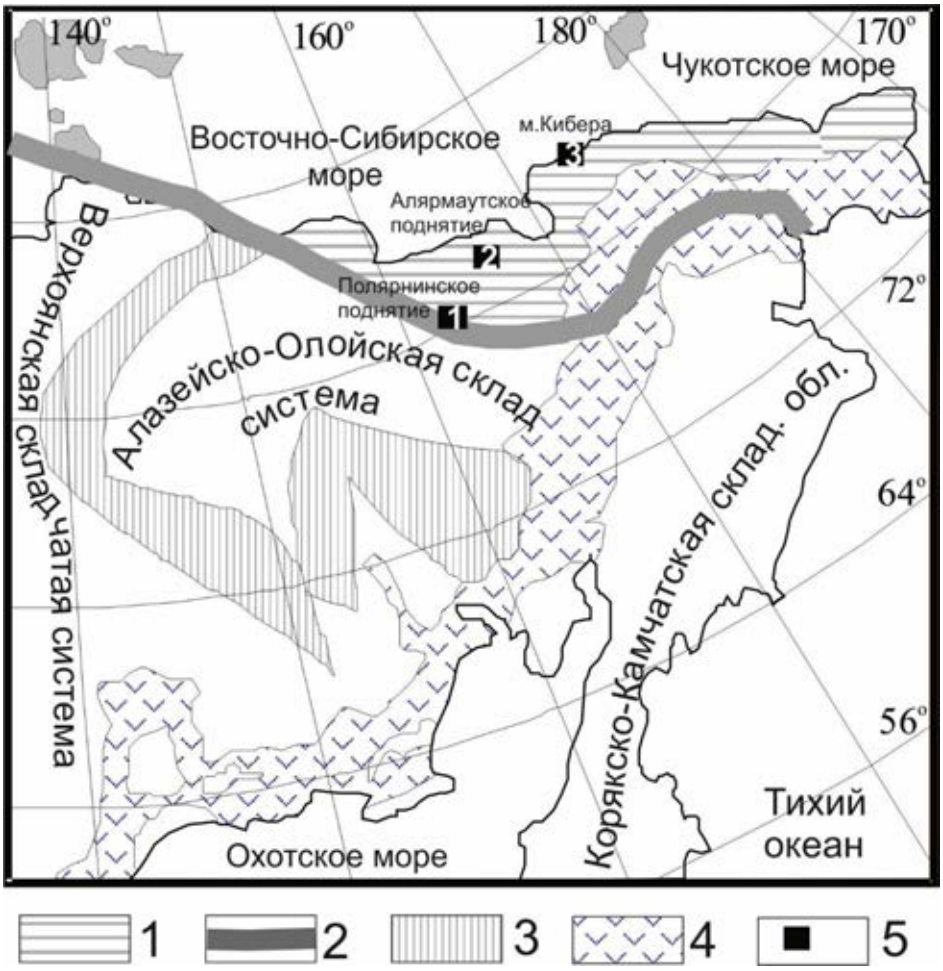


Рисунок 1 - Тектоническая схема северо-востока Азии и местоположение поднятий, в пределах которых развиты палеозойские образования [1]. 1 – структуры Анюйско-Чукотской складчатой системы; 2 – Южно-Анюйская сутура и ее предполагаемые продолжения (пунктир) в западном и восточном направлениях; 3 – структуры Колымской петли; 4 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 5 - поднятия Западной Чукотки.

Цифрами обозначены поднятия: 1 – Полярнинское; 2 – Алярмаутское; 3 – Куульское (м.Кибера)

Литература:

1. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Тучкова М.И., Лейер П.*, Тектоническая позиция и происхождение вулканогенно-осадочных образований Полярнинского поднятия (Южно-Анюйская сутура, Западная Чукотка)**.** Доклады РАН. 2006. Т.410. № 6. С.784-788

2. *Рогозов Ю.Г., Васильева Н.М., Соловьева М.Ф*. Стратиграфия и литология девонских и каменноугольных отложений Западной Чукотки (Отчет по теме «Литология и стратиграфия палеозойских отложений побережья Чукотского моря»). Ленинград. Фонды НИИГА. 1968. 165 с.

3. *Рогозов Ю.Г., Васильева Н.М., Соловьева М.Ф*. Стратиграфия и литология девонских и каменноугольных отложений мыса Кибера (Договорная тематическая работа с Чаунской РайГРУ СВГУ). Ленинград. Фонды НИИГА. 1970. 95 с.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ДЛЯ НИЖНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КЫУЛОНГСКОГО БАССЕЙНА (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО УЧАСТКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДРАКОН, ВЬЕТНАМ)

Е. В. Фролова, В. Д. Мамулина

НИПИморнефтегаз СП «Вьетсовпетро», Вунгтау, e-mail: elenafro.rd@vietsov.com.vn

На основе комплексного седиментологического изучения пластов нижнемиоценовой толщи Центрального участка месторождения Дракон (Вьетнам) установлено, что их сложное строение определяется многообразием обстановок формирования. Отложения образованы в условиях приливно-отливной зоны с формированием прибрежных отмелей, вдольбереговых баров, барьерных островов и дельтовых конусов выноса с преобладанием приливно-отливного режима над волновым. Проведенный анализ эволюции процессов осадконакопления по разрезу нижнемиоценового комплекса позволил установить смену условий континентальной аллювиально-озерной равнины переходными прибрежными обстановками и завершением образования толщи трансгрессивным этапом с затоплением территории.

На основе кернового материала, отобранного из отдельных интервалов нижнемиоценовой толщи Центрального участка месторождения Дракон (центральная часть Кыулонгского бассейна, Вьетнам), сейсмических материалов, данных геофизических исследований скважин, результатов биостратиграфического изучения и анализа толщин, при помощи литолого-фациального, сейсмофациального, электрофациального анализов выполнено детальное изучение условий осадконакопления пород нижнемиоценового комплекса [1, 3]. Полученные результаты позволили проанализировать смену условий формирования отложений по нижнемиоценовому этапу развития участка.

Изучение структурно-вещественных и литологических характеристик отложений позволило установить следующие признаки: пестроцветная седиментационная и синседиментационная окраска в зеленоватых и красноватых тонах с резким преобладанием последних; резко выраженная разномасштабная структурная неоднородность практически всех разновидностей пород; преобладание линзовидной (флазерной, желваковидной, комковатой) текстуры, широкое развитие биотурбационных текстур, наличие текстур

синседиментационного дробления (растрескивания), оползания и смятия; наличие в прослоях различной структуры извилистых субвертикальных каналов корневой системы крупных растений, заполненных крупнозернистым материалом; вертикальная и латеральная изменчивость пестроцветных пород, при этом выдержанность или плавная изменчивость общих толщин пачек по площади и надежная корреляция их границ. Все вышеперечисленные признаки соответствуют характеру отложений приливно-отливной зоны с развитием обильной растительности [4].

По результатам фациальных реконструкций практически во всех продуктивных горизонтах в северо-западной части участка развито активное подвижное баровое мелководье. Дельтовые конусы выноса слагают вытянутые в западном, юго-западном, южном направлениях тела обломочного материала почти во всех пластах. Приливно-отливная отмель, рассеченная дельтовыми (приливными) каналами и приустьевыми барами дельтовых проток встречаются исключительно в верхней части разреза в северной части участка, что находит отражение в ухудшении фильтрационно-емкостных свойств. Все продуктивные пласты характеризуются преобладающим влиянием в их строении отложений малоподвижного мелководья. Для всей толщи отмечено наличие аккумулятивных островно-отмельных форм, сменяющихся их конфигурацией в зависимости от направления береговой линии. Отмечается значительная фациальная изменчивость комплекса по разрезу и по площади.

Таким образом, отложения нижнемиоценовой толщи образованы в условиях прибрежно-морского мелководья, активного подвижного барового мелководья с изменением пространственного положения тел дельтовых конусов выноса, островно-отмельных аккумулятивных построек и приливно-отливной равнины с дельтовыми каналами и приустьевыми барами дельтовых проток.

По результатам исследований породы нижнемиоценового комплекса были образованы в условиях мелководного бассейна при близком расположении источников сноса. Наличие включений гравийного материала и крупнозернистых песчаников говорит о периодическом воздействии речных потоков [2].

Исследования показали, что в начале нижнемиоценового комплекса участок представлял собой прибрежную дельтовую зону, переходную от аллювиально-озерной равнины в юго-западной части месторождения Дракон к мелководно-морскому бассейну в северо-западной части месторождения [5]. По данным анализа толщин и результатов биостратиграфического изучения отложений нижней части нижнемиоценового комплекса фиксируется наличие поднятия и размыв пород части участка и юго-восточной части месторождения Дракон. Споро-пыльцевые отложения аллювиального комплекса,

закартированные в северной части участка, возможно, являются результатом транзита аллювиальных отложений с зоны размыва.

Верхняя часть нижнемиоценового комплекса характеризуется расширением площади мелководного бассейна, в юго-восточной части месторождения Дракон сохранились элементы аллювиальной равнины, район Центрального участка представлял собой переходную прибрежную дельтовую зону. По результатам [4] площадь участка представляла собой шельфовую часть морского бассейна с активным приливно-отливным режимом, преобладающим над волновым.

Для отложений нижнемиоценового комплекса участка обломки пород преобладают в составе песчаного и гравийно-галечного материала, среди них в большей мере распространены гранитоиды, что свидетельствует о преобладающем кислом и среднем составе пород области сноса. Учитывая слабую степень окатанности зерен кварца и полевых шпатов, среднюю, иногда плохую степень сортированности обломочного материала можно допустить транспортировку материала на близкие расстояния при быстром захоронении. При таких условиях источником сноса обломочного материала могли служить гранитные, диоритовые и габбро-диоритовые интрузивные массивы поднятия Коншон и в меньшей степени континентальной части Вьетнама.

Таким образом, в самом начале образования нижнемиоценового комплекса ввиду тектонической активизации, приуроченной к сейсмогоризонту СГ-7, произошел подъем территории и изучаемый участок представлял собой зону размыва в условиях континентальной аллювиально-озерной равнины. Это подтверждается локальным перерывом в осадконакоплении и линзовидным характером распространения горизонта 24, встречающегося исключительно в северной части участка. Следующий этап развития участка характеризуется наступлением и развитием мелководного моря с формированием разнообразных мелководно-морских прибрежных переходных фаций. Конец нижнемиоценового комплекса знаменуется наступлением трансгрессивного этапа и затоплением всей территории Кыулонгского бассейна, что подтверждается образованием на площади всего бассейна регионального репера – пачки «роталиевых глин».

Литература:

1.*Алексеев В. П.* Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.

2.*Арешев Е. Г., Гаврилов В. П., Донг Ч. Л. и др.* Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ. 1997, 288 с.

3.*Белозеров В. Б.* Роль седиментационных моделей в электрофациальном анализе терригенных отложений / Геология нефти и газа // Известия Томского политехнического университета, 2011. Т. 319, №1. С. 116-123.

4.*Отчет «Обобщение литолого-петрографических данных по месторождению Дракон».* Т. 1. «Обобщение литолого-петрографических данных по структуре Центральный Дракон». Вунгтау, 2009. 213 с.

5.*Отчет «Фациально-палеогеографические условия формирования и стратиграфия кайнозойских отложений на месторождениях «Белый Тигр» и «Дракон».* Институт естествоведения Ханойского государственного университета. Ханой, 2002. 111 с.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ХАРАУЛАХСКОГО ПОДНЯТИЯ

Е.М.Хабаров

ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, e-mail KhabarovEM@ipgg.sbras.ru

На основе результатов седиментологического и изотопно-геохимического изучения докембрийских образований Хараулахского поднятия и северо-востока Сибирской платформы установлены обстановки седиментации и вариации изотопного состава карбонатного углерода. Возраст довендских отложений, согласно интегральным эволюционным кривым $\delta^{13}C$ для докембрия не превышает 820 млн. Соответственно этому, изученные комплексы занимают более высокую стратиграфическую позицию относительно нижне-среднерифейских образований Прианабарья и Оленекского поднятия.

В последнее время в связи с оценкой нефтегазовых ресурсов арктических районов Восточной Сибири и шельфов северных морей возникла необходимость в уточнении стратиграфии и обстановок седиментации верхнедокембрийских и фанерозойских осадочных комплексов. Проведено седиментологическое и изотопно-геохимическое изучение докембрийских отложений Хараулахского поднятия, а также рифей-вендских образований, вскрытых скважинами в Лено-Анабарском регионе. На Хараулахском поднятии относительно хорошо обнажаются эсэлэхская, нэлэгерская и сиэтачанская свиты, ранее относимые к добайкальскому рифею [2], а также хараюэтехская свита венда. Породы интенсивно дислоцированы, в основном перекристаллизованы, пронизаны мощными силлами долеритов.

Нижняя подсвита эсэлэхской свиты сложена преимущественно строматолитовыми доломитами. В среднеэсэлэхской подсвите преобладают микрит-силтитовые и тонкокомковато-интракластические известняки с тонким горизонтальным и линзовидным наслоением, отмечаются породы с градационной слоистостью (штормовые турбидиты).

Породы формируют метрового масштаба последовательности обмеления. Эти породы преобладают и в верхнеэсэлэхской подсвите, где совместно с ними отмечаются пачки светло-серых строматолитовых доломитов из крупных конофитонов и колоннелл.

В нижней части нэлэгерской свиты доминируют доломиты, в верхней – известняки. Выделяются последовательности с обмелением кверху метрового масштаба. В нижней части последовательностей преобладают тонкослоистые, иногда глинистые доломиты, которые переходят вверх по разрезу в тонкоинтракластические и оолито-комковато-пизолито-интракластические доломиты с линзовидным наслоением. Известняки также образуют сходные с доломитовыми метрового масштаба последовательности.

В составе сиэтачанской свиты выделяются три подсвиты. Нижняя представлена преимущественно темно-серыми комковато-оолито-интракластическими известняками с прослоями серо-зеленых оскольчатых аргиллитов. В слоях известняков нижние их части сложены крупно-линзовиднослоистыми разновидностями штормового происхождения, которые вверх по разрезу сменяются более тонкослоистыми разновидностями с многочисленными следами деструкции слойков и разномасштабными трещинами усыхания. В целом такие последовательности в известняковых пластах отражают переход от мелкого шельфа с влиянием штормов к карбонатным приливно-отливным равнинам. В средней подсвите резко преобладают красноцветные оскольчатые аргиллиты. Верхняя подсвита представлена серыми доломитами. Доломиты массивные, крупно-линзовиднослоистые и относительно тонкослоистые. Фиксируются последовательности обмеления метрового масштаба от относительно тонкослоистых к крупно-линзовиднослоистым и массивным. Выше отмечаются строматолитовые и перекристаллизованные зернистые доломиты с прослоями бурых оскольчатых и слоистых аргиллитов. В целом выделяются два крупных седиментационных цикла: уктинско-эсэлэхский и нэлэгерско-сиэтачанский. Более подробная характеристика этих свит приведена ранее [1].

Хараюэтехская свита, относимая к верхнему венду, представлена в нижней части преимущественно силикокластическими породами, а верхней – карбонатными. В основании разреза залегают песчаники, часто гравелитистые с крупной косой слоистостью, иногда шевронной. Песчаники перекрыты маломощным (около 5 м) горизонтом доломитов с реликтами оолито-интракластической структуры. Доломиты сменяются аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников с трещинами усыхания. Выше залегают песчаники (около 9 м) часто гравелитистые с линзами конгломератов. Песчаники перекрываются строматолитовыми и интракластическими доломитами, а последние – черными преимущественно тонкоплитчатыми микрит-силтитовыми битуминозными известняками (около 50 м, суммарная мощность с долеритами – около 90 м). В известняках фиксируются

метрового масштаба циклы обмеления от тонкослоистых, часто градационных микрит-силтитов до линзовидных щтормовых зернистых известняков. Выше известняков залегает мощная пачка (80 м) преимущественно зернистых массивных косослоистых доломитов с прослоями тонкоплитчатых долосилтитов. Фиксируются два цикла обмеления декаметрового масштаба, в нижних частях которых относительно широко распространены долосилтиты, а в верхних - баровые косослоистые зернистые доломиты. Доломиты сменяются известняками (около 125 м), в основании разреза которых преобладают тонкослоистые микрит-силтиты среднего-глубокого шельфа, а выше доминируют, часто окремненные известняки, иногда с признаками штормового происхождения. Вверху преобладают зернистые известняки мелкого шельфа. Верхневендские образования с резкой границей перекрыты силикокластитами нижнего кембрия.

В скв. Дъяпальская-1 отложения, которые ранее относились к добайкальскому рифею, представлены преимущественно известняками, которые близки к таковым Хараулахского разреза. Доломиты фиксируются в основном в нижней части разреза, а оскольчатые бурые аргиллиты – в верхней. Главные элементы верхневендской части разреза в скважине и на Хараулахском поднятии близки. В скв. Бурская–341 для разреза, относимого к рифею, характерно чередование мощных (100-300 м) преимущественно карбонатных и силикокластических комплексов. Породы залегают в основном субгоризонтально, частично изменены, особенно карбонатные. Среди карбонатных резко преобладают перекристаллизованные зернистые и строматолитовые доломиты. В скв. Хастахская–930, в разрезе, который относят к рифею, также отмечается чередование мощных (50-200 м) преимущественно силикокластических и в основном карбонатных комплексов. Среди карбонатных пород доминируют перекристаллизованные и микритизированные доломиты с реликтами микрокомковатой структуры. Относительно редко фиксируются пачки известняков.

Для карбонатных пород доверхневендского разреза Хараулахского поднятия характерны высокие значения $\delta^{13}C$ (в основном от 5,5 до 8,6‰) и только в верхней части разреза отмечается негативный сдвиг. В измененных доломитах нижней части верхнего венда фиксируются низкие положительные величины $\delta^{13}C$ (до 3,0‰), которые в вышележащих умеренно измененных известняках сменяются отрицательными (до -4,0‰). Выше доминируют величины С-изотопного состава, близкие в нулевым. Высокие значения $\delta^{13}C$ (до 8-9‰) отмечаются и в доверхневендских карбонатных породах, вскрытых скважинами.

Традиционно рифейские отложения Хараулахского поднятия и Анабаро-Ленского региона относят к среднему и нижней части верхнего рифея (древнее 850 млн. лет) и

коррелируют с рифейскими отложениями Прианабарья и Оленекского поднятия [2]. Согласно имеющимся данным по эволюции С-изотопного состава в позднедокембрийском океане [3], возраст изученных отложений не древнее 820 млн. лет. Соответственно этому, изученные доверхневендские комплексы занимают более высокую стратиграфическую позицию относительно нижне-среднерифейских образований Прианабарья и Оленекского поднятия.

Литература:

1. Хабаров Е.М., Изох О.П. Изотопы Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахского поднятия севера Восточной Сибири // Геология и геофизика, 2014, т. 55, № 5-6, с. 797-820.

2. Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 225 с.

3. Halverson G. P., Wade B. P., Hurtgen M. T., Barovich K. M. Neoproterozoic hemostratigraphy // Precambrian Research, 2010, v. 182, N 4, p. 337–350.

ВЕРХНЕФРАНСКИЕ РИФЫ РАЙОНА УХТИНСКОЙ СКЛАДКИ (ЮЖНЫЙ ТИМАН)

Е.В. Яковишина[1], Е.В. Карпова[1], В.В. Крупская[2], В.С. Лебедев[1]

[1]МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

[2]ИГЕМ РАН, Москва

Изучались верхнефранские рифогенные отложения Ухтинской складки. Выделены прибрежно-морская, зарифовая, биогермная и предрифовая обстановки седиментации, установлены органогенные образования двух типов.

На территории Ухтинской антиклинали, приуроченной к северной части Ухта-Ижемского вала, обнажаются опорные разрезы верхнефранских пород. Верхнефранский подъярус объединяет ветласянский, сирачойский и нерасчлененные евлановский и ливенский горизонты. Разрезы, вскрытые р. Ухта, карьерами, а также в естественных обнажениях наблюдались в окрестностях г. Ухта, где снизу вверх последовательно сменяют друг друга в точках наблюдения: верхняя часть ветласянского – нижняя часть сирачойского горизонтов (карьер Подгорный); сирачойский горизонт (карьер Сирачойский-новый – карьер Бельгоп – риф Седью – карьер Седью); евлановско-ливенские отложения, вскрытые р. Седью.

Ветласянские отложения представлены глинами с прослоями алевролитов, песчаников, мергелей. Ветласянская свита – типичная клиноформа, для которой характерны значительные изменения мощности – от 250 м на северо-востоке складки, до 30 м на юго-востоке. Отложения отвечают наиболее мелководным, прибрежным участкам бассейна с терригенной седиментацией. Для них характерны тонко-мелкопесчаный размер обломков, хорошая сортировка материала, неясная слоистость с элементами косой и волнистой, полу- и хорошая окатанность, тонкие пленки раннего глинистого цемента и более поздний – поровый спаритовый кальцитовый. Выше по разрезу сохраняется преобладающий механогенный способ аккумуляции материала в условиях активной гидродинамики на отмелях волновой зоны мелководного шельфа. Формируются первично биогенно-хемогенные оолитовые, вторично механически сконденсированные, известняки – оолитовые грейнстоуны, с небольшой примесью терригенного материала; неяснослоистые, хорошо сортированные, отмытые от глинистой примеси, со спаритовым цементом. Терминальная часть ветласянской и нижняя часть сирачойской свит представлена известняками полибиокластовыми, преимущественно криноидными, с примесью остатков брахиопод, остракод, строматопороидей, бактериально-водорослевых комков и корок, литокластами водорослевых известняков, с неравномерно распределенной тонко-мелкопесчаной примесью (5-10%) кварца, ПШ и слюды, с редкими оолитами, неслоистыми, с регенерационным кальцитовым цементом вокруг члеников криноидей и поровым тонко-мелкокристаллическим кальцитовым цементом. Наличие такого жесткого основания, которым являются биокластовые известняки, обязательно для развития рифовых построек. Вышележащие сирачойские отложения содержат 2 генетических типа органогенных тел: кораллово-строматопоровые биогермы и агглютигермы (накопления типа «иловых холмов»). Микробиально-детритовые, цианобионтные известняки, относимые к агглютигермам, массивны, состоят из комков и сгустков, со сферами (10-15%), местами сплошные микритовые; иногда содержат литокласты водорослевых известняков; с вторичным микрояснокристаллическим выполнением пустот; доломитистые (10-15%), с единичными кристаллами гипса и ангидрита. Породы сходны со сферовыми и сферо-узорчатыми (по С.В. Максимовой [1]), или фенестровыми известняками, описываемыми в англоязычной литературе. Такие образования являются мелководно-морскими, формирующимися в условиях обширных карбонатных банок. Накапливаясь на поднятиях, осадки данного типа могут образовывать достаточно крупные илистые аккумулятивные тела уплощенной формы. Возможность осаждения значительных масс тонких илов на мелководье объясняется процессами биофиксации и стабилизирующим действием донной макрофлоры. Отложениям свойственно однообразие состава и монотонность строения. В исследуемых разрезах, в

отложениях с развитием кораллово-строматопоровых построек микробиальные, цианобионтные комковато-сгустковые известняки встречаются неравномерно в виде маломощных прослоев или отсутствуют. Очевидно, что обстановки накопления «иловых холмов» были неблагоприятными для роста крупных кораллово-строматопоровых тел. Таким образом, в сирачойское время на исследуемой территории существовала крупная отмельная область с разнообразными условиями седиментации: одновременно на одних участках происходило образование монотаксонных, водорослево-коралловых или строматопоровых биогерм, на других формировались отложения «иловых холмов» (агглютигерм). Осадки «иловых холмов» откладывались в условиях открытого мелководья, на краю отмельной области или шельфа. Во внутренних участках формировались водорослево-коралловые и строматопоровые биогермы. В центральных частях «изолированных» лагун откладывались глинистые отложения. Биогермные и сферо-узорчатые известняки доломитизированы в разной степени (от 10-15% до полного замещения доломитом). Вторичные доломиты – средне-крупнозернистые, гранобластовые, с тенями первичных водорослевых и микробиальных известняков, а также доломиты без сохранения первичных структур – обычно слагают ядро рифов в девонских постройках.

Евлановский и ливенский горизонты нерасчленены и представлены ухтинской свитой, сложенной переслаиванием доломитовых известняков, доломитов и мергелей с прослоями песчаников, общей мощностью 260 м [2]. В обнажениях по р. Седью ухтинские отложения представлены известняками сферо-узорчатыми, неслоистыми, участками сплошными микритовыми, с литокластами водорослевых известняков размером до 7 мм, с участками растворения, подчеркнутые остаточным глинистым веществом, и с множественными трещинами усыхания, выполненными крупнокристаллическим кальцитом, доломитом и единичными кристаллами гипса.

Литература:

1. *Максимова С. В.* Водоросли-породообразователи и водорослевые фации // Среда и жизнь в геологическом прошлом // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1977. Вып. 360. С. 70-79.

2. *Цыганко В.С., Безносов П.А*. Верхнедевонские рифы Южного Тимана. Сыктывкар, 2010. 49 с.

3. *Юхтанов П.П.* Геологическое наследие Республики Коми (Россия). Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008. 350 с.

OROGENESIS: CAUSE OF SEDIMENTARY FORMATIONS

R.Dilly[1], G.Berthault[2], I.Wilders[3]

[1]*Terra Solution, Rolla (USA), e-mail:dillyra.terra@gmail.com*

[2] *Geological Society of France, Maulan, e-mail: berthault.guy@orange.fr*

[3] *APCS, France, e-mail: iwilders@gmail.com*

Experiments on stratification discussed here have revealed the mechanical nature of lamination as well as the role of turbulent current as agent of stratification. They challenge Steno's principle that superposed strata are successive sedimentary layers. They show that relative chronology should not be referred to as "stages" but as "sequences" of series. The rock formation studied by Lalomov shows that the duration of sedimentation could be considerably shorter than indicated by the Geological Time Scale. The latter scale corresponds to large marine transgressions and regressions that can result from the shift of polar axis following such major orogeneses as the Caledonian, Hercynian and Alpine.

Experiments on stratification discussed here have revealed the mechanical nature of lamination as well as the role of turbulent current as agent of stratification. They challenge Steno's principle that superposed strata are successive sedimentary layers. They show that relative chronology should not be referred to as "stages" but as "sequences" of series. The latter scale corresponds to large marine transgressions and regressions that can result from the shift of polar axis following such major orogeneses as the Caledonian, Hercynian and Alpine.

Much of sedimentology is based on Nicolas Steno's principle i.e. that superposition of strata leads to a succession of sedimentary layers. However, some stratification experiments discussed here call for questioning this principle. Performed lamination experiments [1, 2] demonstrated that a lamination was immediately reconstituted in the ensuing deposit.

Further work by Julien [9], in which a pump circulated sand-laden water in a flume, showed that sand particles indeed deposited accordingly to the velocity of the turbulent current. The sedimentary deposit consisted of superposed and juxtaposed strata which prograded laterally in the direction of the current which contradicts Steno's principle of superposition.

Thus, the turbulent flow generates graded-bedding. When the velocity of the current increases, it becomes erosive, creating erosion surfaces in the deposit. These results show that the current is an essential agent of stratification, which has been overlooked in conventional stratigraphy. Therefore, Steno's principle has to be critically reviewed in light of new experimental data.

Golovinski and Walther's law of sequence stratigraphy states: "Only those facies and facies areas can be superimposed primarily which can be observed beside each other at the present time". As shown in [3], the superposed and juxtaposed facies constitute a sequence resulting from a marine transgression or regression. A succession of sequences included between an initial transgression and

a final regression is a “series”. The data from sequence stratigraphy and the afore-mentioned experiments show that a series corresponds to a period. Sedimentation, therefore, must be considered as the basic reference of relative chronology instead of stage.

A process to determine sedimentation duration is as follows:

The Lebediev’s table [4] gives the critical velocity of current below which particles fall according to their size and the depth of water. Thus, it is possible, from the sizes of particles in a sedimentary rock formation, to determine the velocities of the paleocurrents. These velocities, integrated into the formula of sedimentary mechanics, give the sedimentary transport capacity by units of time and volume. Dividing the volume of the formation under study by this capacity, the time of sedimentation of the formation can be obtained by Einstein method. In particular, [6] showed that Cambrian Ordovician sandstone in the St. Petersburg region represents less than 0.05% of the time attributed to it by the stratigraphic time scale.

This result does not take into account the velocity of the erosive currents which created such rocks as conglomerates. Experiments on sedimentary slabs (sandstone, shale, limestone) were performed at the Saint Petersburg Institute of Hydrology [7]. For consolidated rocks erosion started when the velocity of current reached 27 m/s. Importantly, Marchal [10] has demonstrated that mountain orogenesis provoked a shift of the axis of rotation of the Earth triggering large marine series. It is significant that, in the geological column since the Cambrian period, eighteen marine series, or systems, are interbedded between nineteen orogeneses, which occurred in different places around the Earth.

As reported in the Bulletin of the Museum of Natural History of Paris [10], the North Pole in the Eocene, before the Himalayan orogenesis, was off the mouth of the river Ienissei in Siberia, by 72 degrees latitude. After the orogenesis, it was near to its present position resulting in an eighteen degree polar shift.

The direction of transgressions and regressions following each orogenesis corresponds to the succession of resulting sequential facies, such as sandstone, shale and limestone as seen from the surface of the deposit. An example was given in Berthault [5]. The Tonto group is assigned to Cambrian. It proceeded from the Cadomian orogenesis, at the beginning of the Cambrian; and resulted from a transgression going from the Pacific Ocean in the west to New Mexico in the east. Other directions can be determined from other orogenesis which occurred elsewhere around the Earth.

Contemporaneous marine fauna vary according to depth, latitude, and longitude and such ecological diversification exists in the geological column. The apparent change of fossilized marine organisms from one series to another following an orogenesis can result from different fauna, transported by water flows from different locations resulting from successive orogeneses. What has

been attributed to biological change could be ecological in nature explained by fauna coming from different orogeneses, taking into account the short time of sedimentation.

In conclusion, a relationship can be established between cause and effect. Orogenesis, which can result from periodic mantle plumes, causes shifting of the polar axes, which then leads to consecutive marine series and sedimentary deposits. The duration of the latter is much shorter than given by the stratigraphic time scale and so calls for a serious revision of the foundation of historical geology [8].

More details and main references can be observed at www.sedimentology.fr .

References:

1. Berthault, G., Sedimentologie: Expériences sur la lamination des sédiments par granoclassement périodique postérieur au dépôt. C.R. Acad. Sc., 1986, vol. 303, Ser., 2, no. 17, pp. 1569-1574.

2. Berthault, G., Sedimentation of a Heterogranular Mixture. Experimental Lamination in Still and Running Water, C.R. Acad. Sc., 1988, vol. 306, Serie II, pp. 717-724.

3. Berthault, G., Analysis of main principles of stratigraphy on the basis of experimental data // Lithology and Mineral Resources., 2002, no 5, pp. 442 – 446.

4. Berthault, G., Geological Dating Principles Questioned Paleohydraulics a New Approach //Journal of Geodesy and Geodynamics, Vol. 22,No. 3, 2002, pp. 19-26.

5. Berthault, G. Sedimentological Interpretation of the Tonto Group Stratigraphy. Grand Canyon Colorado River // Lithology and Mineral Resources, Vol. 39, No. 5, 2004, pp. 504-508.

6. Berthault, G., A. Lalomov and M. A. Tugarova. Reconstruction of Paleolithodynamic Formation Conditions of Cambrian-Ordovician Sandstones in the Northwestern Russian Platform // Lithology and Mineral Resources, Vol. 46, No. 1, 2011, pp. 60-70.

7. Berthault, G., A. L. Veksler, V. M. Donenberg and A. Lalomov // Research on Erosion of Consolidated and Semi-Consolidated Soils by High Speed Water Flow. Izvestia VMG, Vol. 257, 2010, pp. 10-22.

8. Berthault, G. Towards a Refoundation of Historical Geology // Georesources, 2012, pp. 4-36.

9. Julien, P.Y., Lan, Y., and Berthault, G., Experiments on Stratification of Heterogeneous Sand Mixtures, Bull. Soc. Geol. France, 1993, vol. 164, no. 5, pp. 649-660.

10. Marchal C., Earth's Polar Displacements of Large Amplitude. A Possible Mechanism //Bulletin du Museum National d'Histoire Naturelle. Paris. 4th 18, Errata Geodiversitas, Vol . 19, No. 1, 1997, p. 139

СЕКЦИЯ 5

ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ И ФОРМИРОВАНИЕ НЕТРАДИЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОРОД ТАЛАХСКОГО ГОРИЗОНТА В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОГО СКЛОНА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Д.Ю. Аулова

РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, e-mail: kora_kori@rambler.ru

В данной работе рассмотрены отложения талахского горизонта в пределах южного склона Непско-Ботуобинской антеклизы. Терригенные породы нижнего венда представляют собой толщу с высокой степенью литологической неоднородности. На основании гидродинамических условий формирования выделялись породные ассоциации. Разрез имеет циклическое строение, отмечаются седиментационные циклиты трёх иерархических уровней. Породы талахского горизонта, видимо, представляют собой отложения флювиогляциальных потоков, выше по разрезу переходящих в аллювиальные отложения, а в дальнейшем в аллювиально-дельтовую равнину.

В настоящее время на территории Сибирской платформы основная часть разведанных запасов сосредоточена в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы, и, в частности, её южного склона. Основные запасы связывают с терригенными отложениями нижнего венда. Наиболее интересным и сложным объектом для исследования является талахский горизонт. В литологическом плане отложения талахского горизонта представлены в основном конгломератами, гравелитами и песчаниками разнозернистыми, серого и коричнево-серого цвета, с частыми тонкими прослоями аргиллитов и алевролитов тёмно-серых, зеленовато-серых.

Целью исследования является выяснение условий осадконакопления и закономерностей распределения пород-коллекторов в отложениях талахского продуктивного горизонта в пределах южного склона НБА.

Для достижения данной цели решались следующие задачи:

- выделение литотипов талахского горизонта, выявление их минерального состава, структурно-текстурных особенностей и анализ вторичных изменений;
- выделение породных ассоциаций;
- выявление закономерностей строения отложений;
- реконструкция условий осадконакопления.

Терригенные отложения нижнего венда представляют собой толщу, характеризующуюся высокой степенью литологической неоднородности, обусловленной частым чередованием в разрезе различных литотипов, разнообразием текстурных особенностей пород, а также разнообразием их минерального состава. Часто толщина отдельных прослоев литотипов составляет не более 1 см. Такое строение разреза определяет необходимость выделения породных ассоциаций, толщины которых соответствуют разрешающей способности методов ГИС (не менее 40 см).

Для талахского горизонта за основу объединения литотипов в породные ассоциации были выбраны гидродинамические условия их формирования, которые определяют их структуру, степень отсортированности и окатанности обломков, текстурные характеристики, соотношения толщин слоев, характера их границ. В разрезах скважин, охарактеризованных керном, были выделены следующие породные ассоциации: алевро-глинистая; песчано-алевро-глинистая; гравийно-песчано-глинистая; песчано-алевритовая; песчаная; гравийно-песчаная; гравийная; конгломератовая, гравийно-конгломератовая, конгломерато-песчано-гравийно-алевритовая, песчано-брекчиевидная.

В талахском горизонте в нижней части разреза преобладают ПА, в которых главную роль играют гравийные и конгломератовые литотипы. Вверх по разрезу количество песчанистых ассоциаций увеличивается. Перекрывают разрез талахского горизонта пачки, сложенные алевро-глинистыми породными ассоциациями.

В целом разрез талахского горизонта имеет циклическое строение. Выделяются седиментационные циклиты разного иерархического уровня:

- циклиты низшего порядка, толщины которых составляют несколько сантиметров. Эти циклиты выделяются в объёме одной ПА. В них наблюдается плавные переход от конгломератов гравелитистых через песчаники разнозернистые к аргиллитам алевритистым;

- циклиты второго порядка, представляют собой чередование нескольких породных ассоциаций и их толщины составляют от нескольких десятков сантиметров до 1 м. В нижней части циклита залегают преимущественно грубообломочные ПА (конгломератовая, гравийно-конгломератовая и др.) Средняя часть циклита представлена песчаными породными ассоциациями, а верхняя песчано-алевро-глинистыми.

- циклиты третьего порядка, или крупномасштабные циклиты, имеют толщины до нескольких метров. Закономерности строения этих циклитов те же, что и строения циклитов более низких порядков, то есть последовательность смены породных ассоциаций от более грубозернистых к тонкозернистым. Существенным отличием этих циклитов от циклитов

более низких рангов является хорошая прослеживаемость отдельных элементов циклита в пределах талахского горизонта.

Начало формирования пород талахского горизонта по времени совпадает с эпохой крупных климатических перестроек в истории земли. В это время начиналось таянье обширных ледниковых покровов ранневендского оледенения, и, видимо, базальные части горизонта представляют собой отложения флювиогляциальных потоков вытекавших из-под отступающих ледников. Это объясняет их низкую степень отсортированности, плохую окатанность, отсутствие чётко выраженных косослоистых текстур. Постепенно вверх по разрезу эти потоки становятся более структурированными и представляют собой аллювиальные отложения преимущественно песчано-гравийного и песчаного состава с явно выраженными косослоистыми и наклонно слоистыми текстурами. Тонкие прослои алевро-глинистого материала, толщиной в 1-2 см, видимо, формировались в результате изменения гидродинамики того или иного потока, которое могло быть вызвано либо а сезонными колебаниями типа «зима-лето», либо изменением геометрии русла.

Относительно более мощные фрагменты разреза, сложенные песчано-алевро-глинистыми и алевро-глинистыми ПА, видимо, формировались в условиях аллювиально-дельтовой равнины, которая перекрывала всю исследуемую территорию. Для этих отложений характерны тонкослоистые, линзовидно-слоистые, неясно-волнисто-слоистые текстуры, а так же текстуры взмучивания и оползания.

За период накопления отложений талахского горизонта исследуемая территория, видимо, дважды превращалась в аллювиально-дельтовую равнину, что связано с периодическим опусканием территории и флуктуациями ранневендской трансгрессии. Именно эти отложения представляют собой кровельные части седиментацианных циклитов третьего порядка и реперные горизонты для корреляции отложений талахского горизонта.

Литература:

1. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. М., ГНТИ лит. по геологии и охране недр, Т. 2. 1962. 578 с.

2. Кузнецов В. Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. Пособие для вузов. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. – 511 с.: ил.

3. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М., Недра 1981, 751 с.

4. Рединга. М. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 1. Мир, 1990. 352 с.

5. Селли Р. И. Древние обстановки осадконакопления. М., Недра 1989. 294 с.

6. Хлонова А.Ф. Палинология меловых отложений Сибири и Дальнего Востока. - Новосибирск: Наука, 1974. 166 с.

7. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования: Учеб. Пособие – Москва: ЭСЛАН. 2008-356 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕ-ЧОНСКОЙ ПЛОЩАДИ В СВЯЗИ С ВЫЯВЛЕНИЕМ ЗОН УЛУЧШЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ И ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСТНОСТИ

Л.Г.Белоновская[1], Т.Д.Шибина[1], Е.В.Климова[1]

[1-]Всероссийский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт (ВНИГРИ), г. Санкт-Петербург, e-mail: shibina-tatyana@mail.ru, evgeniiaklimova@gmail.com

В пределах Верхне_Чонской площади в отложениях карбонатных пород подсолевого комплекса выделены зоны распространения улучшенных коллекторов. Построены карты открытой пористости для преображенского и осинского продуктивных горизонтов. Качественно и количественно оценено влияние вторичных процессов на коллекторский потенциал изучаемой площади. Исходя из выявленных зависимостей определены условия, способствующие формированию пород-коллекторов.

Подсолевые карбонатные отложения венда развиты повсеместно на Сибирской платформе и являются одним из объектов нефтегазопоисковых работ. Они выделены в нефтегазопоисковый комплекс и к ним приурочены довольно многочисленные, открытые на настоящий момент, месторождения углеводородов.

Объектом исследований явились венд-нижнекембрийские подсолевые отложения Верхне-Чонской площади. Согласно Н.В.Мельникову [2] Верхне-Чонская площадь расположена в пределах Приленско-Непской структурно-фациальной зоны Непско-Ботуобинской антеклизы. Карбонатные отложения здесь залегают на терригенных отложениях непской свиты нижнего венда [1].

В карбонатном разрезе в стратиграфических интервалах (снизу вверх) выделено несколько продуктивных горизонтов (рис.1).

Нижний *ербогаченский продуктивный горизонт* ($Б_{14}$), выделенный в объеме тирской свиты, имеет мощность от 1 до 8 м. Для разреза характерно преобладание доломитов зернистых и мелко-тонкозернистых глинистых. Характерным для отложений ербогаченского горизонта является наличие в разрезе прослоев строматолитовых доломитов.

Преображенский продуктивный горизонт $Б_{12}$, входящий в состав нижнеданиловской (катангской) свиты, представлен в основном зернистыми доломитами. Он залегает в подошве даниловского горизонта со стратиграфическим несогласием.

Продуктивный преображенский горизонт, из которого получены притоки относится большей частью к коллектору порово-трещинного типа, и лишь на отдельных участках может рассматриваться как трещинно-поровый.

В верхней части даниловского горизонта выделяются два регионально продуктивных горизонта – *нижний юряхский-II ($Б_5$) –его аналог усть-кутский-II ($Б_4$), и верхний – юряхский-*

I ($Б_{3-4}$) – его аналог усть-кутский-I ($Б_3$). Оба эти горизонта сложены преимущественно доломитами, разделенные доломитами глинистыми. Для обоих продуктивных горизонтов характерно сильное засолонение. Коллектор, который можно ожидать в этих породах, в основном порово-трещинный или порово-каверново-трещинный.

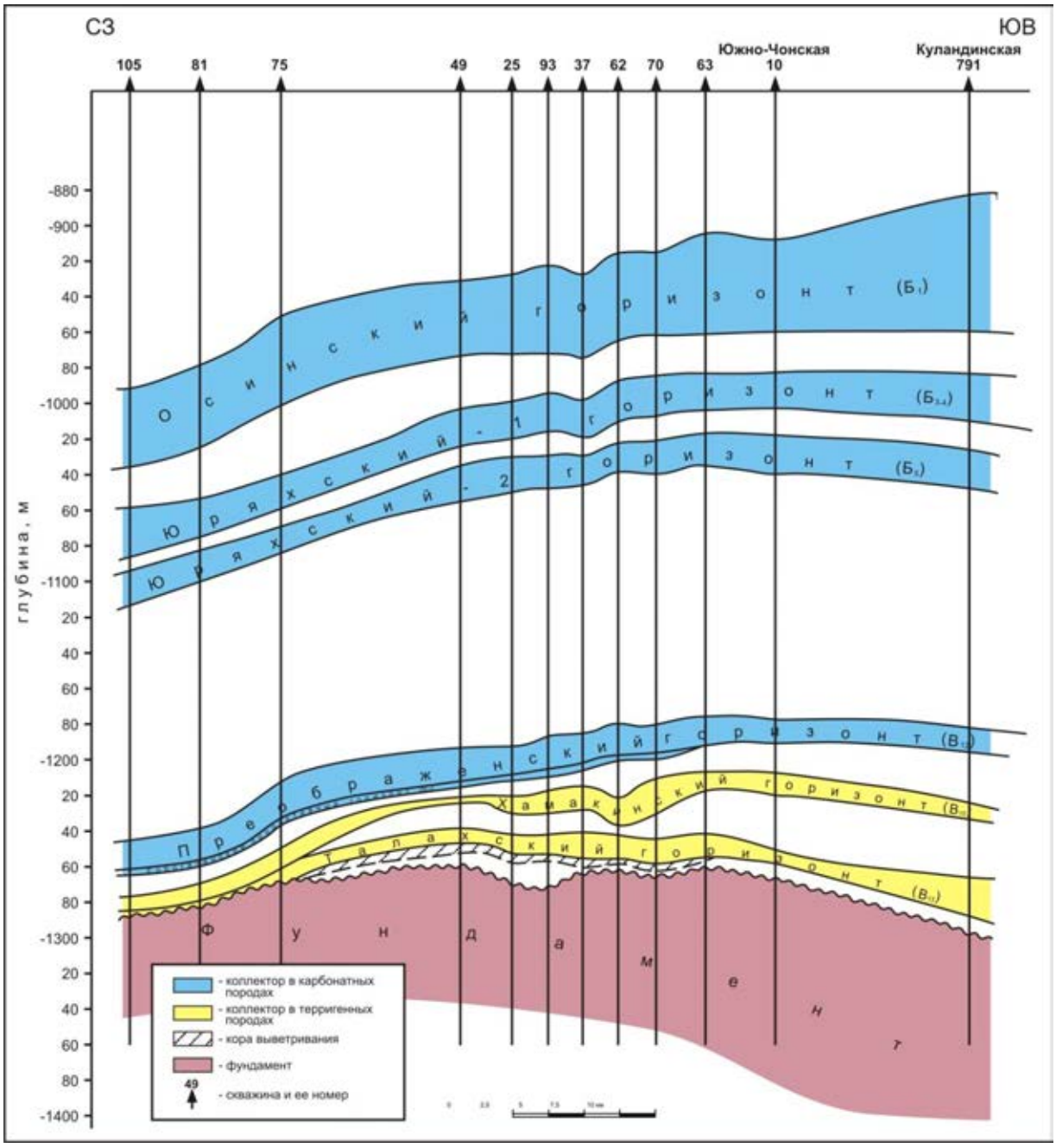


Рисунок 1 - Расположение продуктивных горизонтов в подсолевой толще Верхнечонской площади по профилю I-I (в абсолютных отметках)

В усольской свите выделяется *осинский регионально продуктивный горизонт - $Б_2$.* Он является верхним продуктивным горизонтом в подсолевом комплексе. По своему литологическому составу он отличается от нижележащих продуктивных горизонтов карбонатной толщи тем, что в его составе существенную роль играют известняки (до 70-

80%). Засолонение в той или иной мере отмечается в большинстве скважин, иногда достигает 50-70%, что объясняется непосредственной близостью региональной соленосной покрышки.

Для разреза осинского горизонта характерна повышенная трещиноватость, причем трещины как залечены минеральным веществом (в основном сульфатами или солью), так и открытые, соединяющие отдельные пористые и кавернозно-пористые участки, разобщенные плотными, практически непроницаемыми карбонатно-сульфатными пропластками, в единую гидродинамическую систему. Именно трещины сформировали многопластовое месторождение, благодаря им углеводороды из нижележащего даниловского горизонта частично мигрировали сквозь карбонатно-глинистую сульфатизированную полупокрышку под более надежную усольскую соленосную покрышку.

Для выделения на площади участков с повышенными коллекторскими характеристиками авторами построены карты мощности осинского горизонта и открытой пористости (рис.2). На рис.2 выделена довольно протяженная зона с повышенными коллекторскими характеристиками – пористостью и проницаемостью.

В заключении следует отметить, что для рассмотренного нами Верхнечонского многопластового месторождения для основных продуктивных горизонтов выделены зоны с улучшенными коллекторскими свойствами и определены условия, способствующие их формированию.

Нефтенасыщенность разреза не постоянна. Здесь улучшенные коллекторские характеристики также связаны с присводовыми частями структуры и западной частью Непского свода, вероятно это связано с формированием биогермных построек, приуроченных либо к повышенным участкам бассейна осадконакопления, либо к зонам дизъюнктивных нарушений.

Низкая межзерновая проницаемость, характерная для карбонатного разреза, заставляет особое внимание уделять тектонической трещиноватости, развивающейся на наиболее напряженных участках структуры, что было учтено при выделении зоны улучшенных коллекторов в осинском горизонте.

Литература:

1. *Л.Г.Белоновская, Т.Д.Шибина, А.Н.Коханова.* Продуктивные отложения Талахского горизонта Верхне-Чонского месторождения как пример терригенных коллекторов Непского свода. Сборник научных статей «Проблемы воспроизводства запасов нефти и газа в современных условиях» труды ВНИГРИ, Санкт-Петербург, 2014. –С.235-240.

2. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и её складчатого обрамления /под.ред.Н.В.Мельникова. – Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2005.-С.193-197.

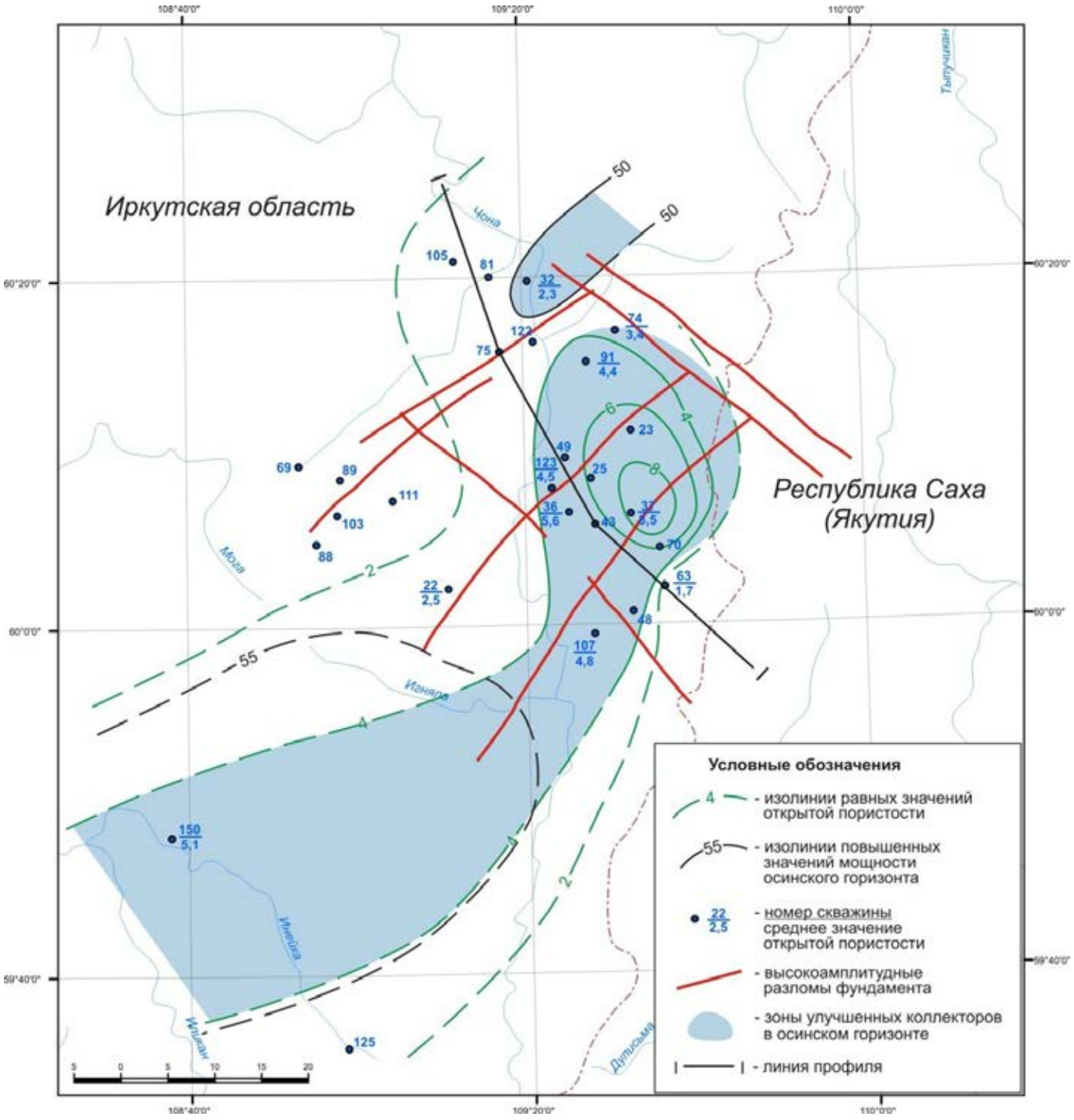


Рисунок 2 - Пористость осинского горизонта

РОЛЬ ДИАГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ КОЛЛЕКТОРОВ ПРОДУКТИВНОГО ГОРИЗОНТА Ю1 НА ТЕРРИТОРИИ ШИРОТНОГО ПРИОБЬЯ

С.В. Видик, А.В. Брылина

Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, e-mail: vsegei@vsegei.ru

В работе рассмотрен новый механизм формирования коллекторов, который характерен для продуктивного пласта Ю1 Западной Сибири. Показано, что образование пород, обладающих одновременно высокой пористостью и признаками сильного уплотнения, возможно при определенных условиях в процессе диагенеза. Такими условиями являются насыщенность осадка газогидратами или нахождение его в состоянии мерзлоты.

Пласт Ю1 васюганской свиты верхней юры является регионально нефтеносным на территории Широтного Приобья, а на многих месторождениях – одним из основных объектов разработки. Залежи его преимущественно пластовые сводовые с элементами литологического экранирования. Даже в пределах одного месторождения разные залежи могут обладать разными ВНК. В фациальном плане породы представлены переходными прибрежно-морскими и морскими отложениями. Изучением литологического состава, закономерностей распространения и геологии продуктивных отложений васюганской свиты в Западной Сибири занимались многие исследователи. Практически все отмечают сложное геологическое строение, изменение мощности пластов, наличие зон глинизации и выклинивания коллектора, что и обуславливает необходимость реконструкции фациальных условий накопления осадков.

Однако на фильтрационно-емкостные свойства коллекторов оказывают влияние не только седиментационные факторы, но и вторичные процессы (диагенетические, катагенетические, наложенного эпигенеза), которые могут полностью изменить первоначальный облик пород, привести либо к запечатыванию коллектора, либо к появлению вторичной пористости, кавернозности, трещиноватости и т.п. [3, 4]. Процессы регионального катагенеза приводят к уплотнению пород и падению пористости и проницаемости. Кроме того, как было показано нами ранее [1], происходит уменьшение влияния седиментационных факторов на фильтрационно-емкостные свойства, что отражается в понижении коэффициента корреляции между литологическими параметрами и петрофизическими свойствами и возрастанию зависимостей между ФЕС и составом глинистой фракции.

При изучении пласта Ю1 на различных месторождениях Широтного Приобья нами было установлено, что формирование коллекторов происходит на всех этапах литогенеза, при этом важную роль играют процессы диагенеза.

В процессе литолого-петрографического изучения шлифов иногда наблюдается парадоксальное сочетание высокой пористости пород и сильного уплотнения, которое подтверждалось наличием конформных контактов и вдавливаний зерен, и обусловлено значительной глубиной залегания пород. Аналогичное явление отмечалось ранее Колокольцевым В.Г. и др. Объяснялся этот факт наложенными вторичными процессами, следы которых фиксируются в породах. Однако для песчано-алевритовых пород пласта Ю1 Кечимовского, Повховского и др. такая высокая пористость отмечается в «свежих» породах с неизмененными полевыми шпатами и обломками. В одной из скважин Кечимовского месторождения из таких пород, относимых ко II классу коллекторов, получен дебит нефти более 100 $м^3$/сут. Изучение шлифов показывает, что образование в уплотненных породах такой высокой пористости и кавернозности (10-20, иногда до 30%), когда размер межзерновых пор часто соизмерим с размером обломочных зерен или превышает его, возможно за счет какого-либо компонента породной матрицы, который был растворен и вынесен. Отсутствие следов изменения пород не позволяет рассматривать в качестве такого компонента минеральные составляющие породы.

В результате комплексного анализа геологических данных и изучения шлифов авторами сделан вывод, что таким компонентом могла быть вода в твердом состоянии или кристаллы газогидратов, которые выступали в качестве «породообразующего» компонента в осадке, подвергавшемся диагенезу и затем уплотнившемся. В дальнейшем при погружении породы на глубину и увеличении пластовой температуры эта легкоплавкая фаза была удалена, и на ее месте оставались открытые поры. Благодаря тому, что процесс образования каркаса породы уже завершился, поровое пространство сохранилось. Такая гипотеза может быть подтверждена рядом фактов:

Первый был упомянут ранее – сочетание высокой пористости и сильного уплотнения при низкой измененности минеральной части породы.

Следующим является факт наличия в таких породах раздробленных зерен, которые массово наблюдались нами при изучении шлифов. Наиболее часто катаклазированы зерна кварца, несколько в меньшей мере – полевых шпатов. Расположение трещин внутри зерен хаотичное. Вероятно, образование газогидратов или замерзание воды в порах, сопровождающееся увеличением объема, вызывало увеличение внутреннего давления и катаклаз обломков.

В природе газовые гидраты широко распространены в субмаринных условиях начиная с глубин 350-400м, а также в областях криолитозоны глубже 200-250м. [2]. Диагенез пласта Ю1 осуществлялся в конце юрского – начале мелового периодов, когда на территории исследования существовал морской бассейн (баженовское море), на дне которого могли

существовать условия для образования газогидратов. Широкое распространение залежей газогидратов в различных современных морских бассейнах, в том числе в районе Мексиканского залива, Аравийского и Черного морей и др. регионах также косвенно подтверждает эту возможность.

Осадки пласта Ю1 могли не только содержать газогидраты, но и находится в «многолетнемерзлом состоянии» в конце васюганского – начале баженовского времени. Свидетельством этого является глауконит, являющийся породообразующим в георгиевской свите. Резкое похолодание в георгиевское время могло привести к промерзанию васюганских отложений, эти замерзшие осадки подверглись диагенезу, сформировался «жесткий» породный каркас, который позволил сохранить высокую пористость пород после того, как водная часть была удалена. Необходимо отметить, что современная глубина реликтовой мерзлоты в районе работ достигает 200м, что соответствует зоне диагенеза.

Таким образом, предложен новый механизм формирование коллекторов пласта Ю1 – на этапе диагенеза, в условиях насыщения песчано-алевритовых осадков газогидратами газов, или в условиях мерзлоты. Именно этот процесс позволил сформироваться уникальным коллекторам с высокой пористостью и проницаемостью. Однако данный вопрос, безусловно, требует дальнейшего всестороннего изучения.

Литература:

1. *Видик С.В., Михайлов С.А.* Статистический анализ взаимосвязей между литологическим составом пород продуктивных пластов и их петрофизическими свойствами на примере Кечимовского месторождения. // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания, Т. 1. Новосибирск, 2013г. С. 150-153

2. *Истомин В.А., Якушев В.С.* Газовые гидраты в природных условиях. М., Недра, 1992, 236с.

3. *Колокольцев В.Г., Ларичев А.И., Скачек К.Г.* Метасоматическая трансформация седиментогенных текстур в нефтяных коллекторах Западной Сибири. // IX Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Сб. докладов. Москва, 2009г.

4. *Сахибгареев Р.С.* Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Изд-во «Недра». Ленинград, 1989г. 259с.

ВЫДЕЛЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОТИПОВ В СОСТАВЕ БАЖЕНОВСКОГО ГОРИЗОНТА (ФРОЛОВСКАЯ ЗОНА, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

В.А. Волков, А.Г. Мухер, Е.А. Пахомова, А.А. Гладышев

Автономное учреждение «Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана», Тюмень,

e-mail: Muher@crru.ru, pakhomova@crru.ru, gladyshev@crru.ru

В представленной работе рассматриваются вопросы выделения, классификации и характеристики литотипов, выделенных в составе баженовского горизонта фроловской зоны Западной Сибири. В результате комплексных исследований в составе баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты было выделено 9 разновидностей (литотипов) пород: силицит слабоглинистый, глинистый, известково-глинистый; аргиллит кремнистый, известково-кремнистый, кремнисто-известковистый; мергель кремнисто-глинистый, с содержанием карбоната <50%, мергель кремнисто-глинистый (известняк глинисто-кремнистый), с содержанием карбоната >50%; известняки и доломиты. Учитывая реальные возможности выделения в керне и привязки их к ГИС, 9 охарактеризованных литотипов были сгруппированы в шесть литотипов пород: силициты слабоглинистые; силициты глинистые и известково-глинистые; аргиллиты кремнистые; аргиллиты известково-кремнистые и кремнисто-известковистые; мергели; известняки, доломиты.

Установив зависимости вещественного состава пород с содержанием органического вещества (Сорг) в составе баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты были выделены породы-коллекторы (известняки, доломиты и силициты, с высоким содержанием кремнистого вещества) и нефтегенерирующие породы (аргиллиты кремнисто-известковистые, известково-кремнистые и мергели). Кремнистые породы и аргиллиты кремнистые в зависимости от содержания слагающих их компонентов и степени битуминозности могут быть как нефтегенерирующими, так и коллекторами.

Баженовский горизонт является одним из наиболее важных объектов по наращиванию ресурсной базы в Западной Сибири. Перспективные ресурсы данного комплекса оцениваются очень высоко.

Район исследований приурочен к Фроловской мегавпадине. На изучаемой территории в пласте ЮК0 баженовской свиты выявлено 11 залежей нефти на 8 месторождениях (Назымское, Средне-Назымское, Верхненазымское (район скв. 223), Восточно-Панлорское, Емангальское, Тункорское, Тортасинское, Сыньеганское). Кроме того, 17 залежей отнесены к баженовско-абалакскому комплексу (пл. ЮК0-ЮК1). Начальные выявленные геологические и извлекаемые запасы нефти пласта ЮК0 (баженовская свита) составляют соответственно 39.320 и 7.281 млн.т., в пластах ЮК0-ЮК1 – 66.272 и 13.330 млн.т.

Все залежи нефти, выявленные в битуминозных отложениях баженовской свиты относятся к сложным, с трудно извлекаемыми запасами, поэтому всестороннему изучению данных отложений уделяется особенно большое внимание. Этому способствует новый

уровень технической оснащенности лабораторной базы и использование новых технологий при разработке месторождений. (добыча «сланцевого газа» и «сланцевой нефти»)

Вопросами выделения и классификации литологических типов пород баженовской свиты посвящена обширная литература (Балушкина Н.С., 2013.г., Белкин В.И., 1986 г., Важенина О.А., 2010 г., Гурари Ф.Г., 1988 г., Зубков М.Ю., 1990 г., Коровина Т.А. 2004 г., Немова В.Д., 2012 г., Нестеров И.И., 1988 г., Предтеченская Е.А. 2006г., Ушатинский И.Н. и др., 1985 г., Хабаров В.В., 1981 г. и др.). По соотношению породообразующих минералов выделяется от пяти до 17 литологических типов пород.

Авторами данной работы при выделении литотипов пород в составе баженовской, тутлеймской и абалакской свит использовался комплексный подход, включающий описание керна, лабораторные исследования, материалы ГИС и др. Широко использовались фотографии керна и шлифов. Все имеющиеся анализы были увязаны по глубине с данными ГИС и со стратиграфическим расчленением разреза.

В результате получился сводный массив данных, по которому проводилось выделение литотипов пород. Он включает более 750 образцов из которых выполнено порядка 13500 различных видов анализов (термический и рентгеносруктурный (РСА + термический), рентгеноспектральный и флуоресцентный анализ (РФА), пиролитический (содержание Сорг.) и др.

После обработки лабораторных данных были построены сводные литолого-геохимические разрезы, на которых отражены закономерности распределения минерального и химического составов пород по всем видам анализов.

При выделении литотипов за основу был принят подход, использовавшейся в ЗапСибНИГНИ [4]. Он был скорректирован на первом этапе для более полного использования обычного литологического принципа установления границ изменения содержания компонентов 25, 50, 75%.

Использовались классификации Теодоровича Г.И., Швецова М.С. и др. [5, 6].

Главными составляющими, по которым выделялись литотипы пород: содержание кремнистого, глинистого, карбонатного вещества и Сорг. По содержанию Сорг породы баженовской свиты были подразделены на четыре группы: не битуминозные – <3%, слабо битуминозные - >3-7%, битуминозные – 7-13% и высоко битуминозные - >13%.

В результате в составе баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты было выделено 9 разновидностей (литотипов) пород: силицит слабоглинистый, глинистый, известково-глинистый; аргиллит кремнистый, известково-кремнистый, кремнисто-известковистый; мергель кремнисто-глинистый, с содержанием карбоната <50%, мергель

кремнисто-глинистый (известняк глинисто-кремнистый), с содержанием карбоната >50%; известняки и доломиты.

Взаимоотношения, указанных выше основных компонентов и показателей баженовской свиты, в выделенных девяти литотипах, очень четко иллюстрирует гистограмма распределения основного состава литотипов пород баженовской свиты (рис.1.).

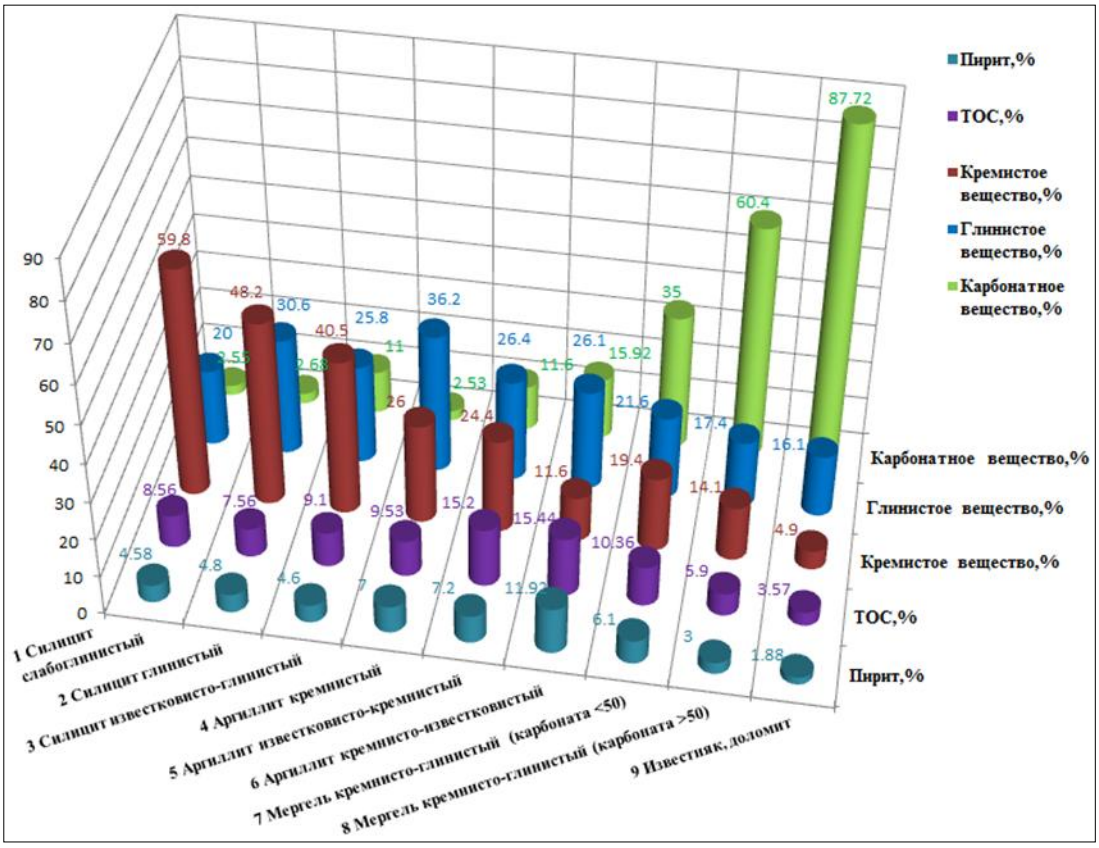


Рисунок 1 - Гистограмма распределения основного состава литотипов пород баженовской свиты по данным РСА и Сорг (пиролиз)

Закономерное снижение кремнистой составляющей в литотипе приводит к увеличению карбонатности. Максимальные значения кремнистой составляющей отмечаются в силицитах слабоглинистых. Содержание кремнистого вещества в этом литотипе изменяется от 44.3 до 70.4%, в среднем 59.8%. Содержание карбонатного вещества очень низкое, в среднем - 2.55%, содержание глинистой компоненты – 20%. Минимальное количество кремнистого вещества (4.9%) отмечается в известняках и доломитах, которые завершают закономерный ряд выделенных литотипов. Распределение глинистой составляющей несколько иное. Максимальное содержание глинистой составляющей (в среднем 36.2%) отмечается в средней части тренда в аргиллите кремнистом, затем наблюдается закономерное ее снижение в аргиллитах известково-кремнистых и кремнисто-известковистых, и мергеле. Минимальное

ее количество (в среднем 16.1%) отмечается в известняках и доломитах. В силицитах содержание глинистого вещества в среднем колеблется от 20 до 30.5%.

Очень четко отражается на гистограммах распределение органического вещества в выделенных литотипах. Максимальное содержание органического вещества (ТОС,%) отмечается в смешанных разностях пород: аргиллитах известково-кремнистых и аргиллитах кремнисто-известковистых. Содержание Сорг. в этих разностях пород достигает 25.8%, в среднем составляет 15.2% (аргиллит известково-кремнистый) и 15.44% - аргиллит кремнисто-известковистый. Высокое содержание Сорг. (в среднем 10.4%) в мергеле кремнисто-глинистом. Максимальные его значения в этом литотипе достигают 17.29%. По мере увеличения карбонатной составляющей содержание Сорг. снижается. В известняках и доломитах содержание Сорг. в среднем составляет 3.9%. Хотя в отдельных разностях оно может достигать 16.66%. В силицитах и аргиллите кремнистом содержание Сорг. в среднем изменяется от 7.6 до 9.5%. Однако, максимальные значения Сорг. в данных литотипах может достигать 18.88-20.22%. Таким образом, подтверждается вывод ранее проведенных исследований о том, что максимальное содержание Сорг. приходится на смешанные породы [4, 2].

Распределение пирита достаточно четко увязывается с распределением Сорг. Максимальные его показания отмечаются в аргиллитах известково-кремнистых (11,92%), кремнисто-известковистых (7.2%) и кремнистых (7%). В мергелях содержание пирита составляет – 6.1% и 3.0%, в известняках и доломитах – минимальное – 1.9%. В силицитах содержание пирита в среднем не превышает 4.8%.

Учитывая реальные возможности выделения в керне и привязке их к ГИС, 9 охарактеризованных литотипов были сгруппированы в шесть литотипов пород: силициты слабоглинистые; силициты глинистые и известково-глинистые; аргиллиты кремнистые; аргиллиты известково-кремнистые и кремнисто-известковистые; мергели; известняки, доломиты.

Все основные закономерности распределения вещественного состава пород и показателей баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты сохраняются.

Ниже остановимся на характеристике основных породообразующих компонентов баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты (рис. 2).

Кремнистые породы (силициты) широко развиты в отложениях баженовской свиты. Они подразделены на три литотипа: силицит слабоглинистый, глинистый и известково-глинистый. Кремнистые минералы присутствуют в породах в виде агрегатов кварца-халцедона и представляют собой в различной степени перекристаллизованные остатки радиолярий. Результаты обработки рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РФА)

показывают, что содержание глинистого вещества в них не превышает 24.4%. Содержание SiO2 в слабоглинистом силиците в среднем составляет 74.14%, силиците известково-глинистом – 47.5%. По данным РСА количество глинистой составляющей несколько больше, максимально до 36.8%. Содержание кремнистого вещества в среднем достигает 40.5%. Источником кремнезема по-видимому служили остатки раковин радиолярий, реже диатомовых водорослей и кремниевых губок.

Процесс формирования вторичной пористости и проницаемости в кремнистых породах достаточно полно освещен в опубликованных и фондовых работах. В частности, Немова В.Д. отмечает [3], что «в зависимости от физико-химических условий, на ранних этапах литогенеза, радиоляриевые илы цементировались либо кремнистым, либо карбонатным веществом. В случае цементации радиоляритов кремневым веществом создавались предпосылки для последующего выщелачивания кремнезема. В результате в окремненных радиоляритах формировалась вторичная пористость, которая способствовала катагенетической доломитизации пород. Доломитизация приводила к сохранению вторичной пористости и жесткого минерального скелета породы. На стадии реализации нефтегенерационного потенциала толщи, когда объем новообразованных жидких УВ значительно превышал объем емкостного пространства в породах распространялись многочисленные трещины автофлюидоразрыва, объединяя емкостное пространство, в результате чего формировались высокоемкие коллекторы».

Глинистые разности пород выделены по соотношению слагающих компонентов (глин, кремнистого вещества и карбоната). Они представлены тремя литотипами: аргиллитом кремнистым, известково-кремнистым и кремнисто-известковистым. В керне они представлены аргиллитами (глинами) битуминозными, темно-серыми до черных с коричневатым оттенком, с плоским раковистым изломом, с гладкой поверхностью излома, неравномерно плитчатыми, чередующимися с массивными разностями, не редко с запахом УВ. Аргиллиты кремнистые обычно имеют массивную текстуру, более плотные и крепкие. К известково-кремнистым и кремнисто-известковистым аргиллитам отнесены разности с рассеянным тонкодисперсным кальцитом в количестве от 4-10 до 25%, а также аргиллиты с обломками раковин моллюсков, остатками криноидей, кокколитофорид, фораминифер. Карбонатный материал представлен мелкозернистым кальцитом и доломитом. Глинистые минералы по данным РСА представлены гидрослюдой, смешано-слойными образованиями и хлоритом, каолинит встречается редко. Данные разности пород характеризуются самыми высокими значениями Сорг., в среднем 15.2 до 15.44%, в отдельных разностях значения Сорг. достигают 25,8%. Рассматриваемые породы являются нефтегенерирующими и в то же время листоватые их разности (баженитиы) могут быть коллекторами [4].

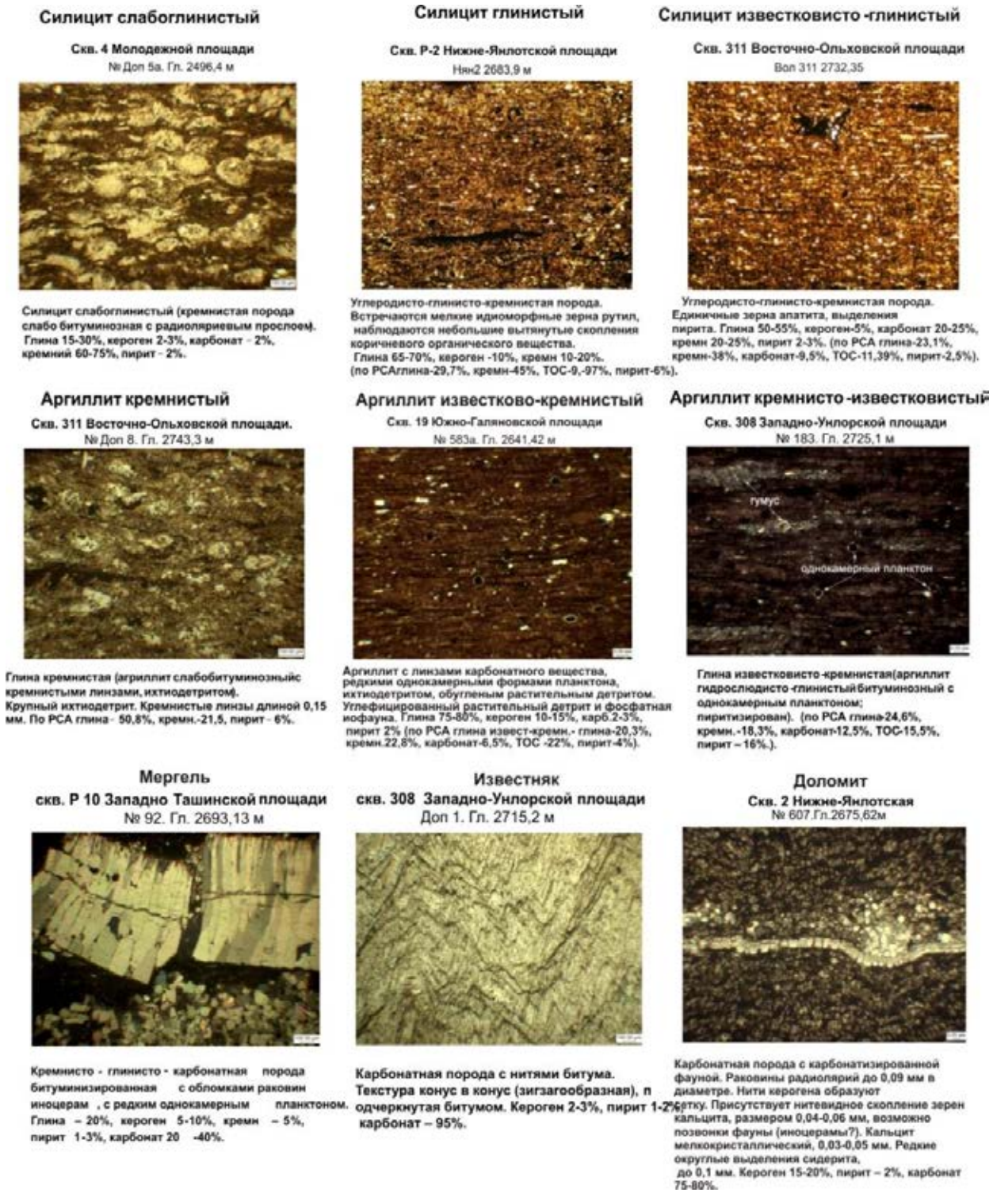


Рисунок 2 - Особенности строения и вещественного состава пород

Карбонатные разности пород представлены, главным образом, вторичным кальцитом, реже доломитом, развитыми по органическим остаткам (радиолярии, диатомитовые водоросли и т.д.). Сидерит, анкерит и др., обычно представлены в виде примесей, стяжений, конкреций.

Толщина прослоев карбонатных пород по данным ГИС изменяется от 0.4 до 1-2 м. В разрезе распределение карбонатных прослоев не равномерное. Они встречаются по всему разрезу, но максимальное их количество приурочено к центральной и нижней части разреза. В верхней части разреза, характеризующейся высокой радиоактивностью, достаточно четко прослеживаются 2-3 прослоя карбонатных пород толщиной 0.4-0.75 м до 1-1.5 м.

Хорошо изучен карбонатный прослой в кровельной части абалакской свиты. Данный горизонт описан многими исследователями [1, 3], как один из наиболее продуктивных, обладающий высокими ФЕС.

Карбонатные разности пород характеризуются серыми, темно-серыми, нередко с буроватым оттенком цветами (за счет битума). Породы плотные, крепкие, нередко трещиноватые и кавернозные. Трещины разноориентированные, залечены кварцем, хорошо раскристаллизованным кальцитом, но встречаются трещины полые или частично залеченные. Каверны изометричной, неправильной формы, размером от долей мм до 1-2 см, обычно залечены кварцем, хорошо раскристаллизованным кальцитом и темным, вероятно битумным веществом, частично полые. Каверны различной формы, размера, сообщаются между собой системой разноориентированных трещин. Встречаются и однородные массивные разности. Основная часть изучаемых карбонатных минералов относятся к вторичным. При изучении под микроскопом обычно хорошо видна биоморфная радиоляриевая структура, но кремнистый состав их изменен на карбонатный. Первичные биогенные карбонаты, слагающие остатки раковин двустворчатых моллюсков (бухии, иноцерамы) встречаются значительно реже, хотя, в отдельных прослоях отмечается большое количество хорошо сохранившихся или битых раковин двустворок.

Емкостно-фильтрационные свойства пород низкие. Из 240 образцов, отобранных для определения ФЕС, более половины образцов имеют значение открытой пористости <6% и проницаемость <1мД, т.е. характеризуются низкими коллекторскими свойствами. И лишь в отдельных образцах пористость достигает 13%, а проницаемость 254.5 мД. Следует отметить, что высокоемкие разности пород, по-видимому, разрушились в процессе бурения и поэтому, имеющиеся лабораторные данные не отражают истинной картины емкостно-фильтрационных свойств.

Установив зависимости вещественного состава пород с содержанием органического вещества (Сорг) в составе баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты были выделены породы-коллекторы (известняки, доломиты и силициты, с высоким содержанием кремнистого вещества) и нефтегенерирующие породы (аргиллиты кремнисто-известковистые, известково-кремнистые и мергели). Кремнистые породы и аргиллиты

кремнистые в зависимости от содержания слагающих их компонентов и степени битуминозности могут быть как нефтегенерирующими, так и коллекторами.

Литература:

1. Белкин В.И., Ефремов Е.П., Каптелинин Н.Д. Модель коллекторов нефти баженовской свиты Салымского месторождения. – Нефтяное хозяйство, № 10, 1983, с.59-63.

2. Гурари Ф.Г., Вайц Э.Я., Москвин В.И. и др. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты. – М.: Недра. – 1988, 199 с.

3. Немова В.Д. Условия формирования коллекторов в отложениях баженовского горизонта в районе сочленения Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины. Нефтегазовая геология. Теория и практика. Электрон. Науч. журнал СПб. ВНИГРИ, 2012, т. 7, № 2.

4. Нестеров И.И., Ушатинский И.Н. Нефтегазоностность глинистых пород Западной Сибири. – М.: Недра, 1987. – 265 с.

5. Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах /применительно к геологии нефти и газа/. Л., Гостоптехиздат, 1958, 572 с.

6. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. – М., Госгеотехиздат, 1958, 415 с.

УГЛЕРОДИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАЗНОГО ФАЦИАЛЬНОГО ТИПА В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Ю.О. Гаврилов

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: yugavrilov@gmail.com

Накопление обогащенных органическим веществом отложений в мезозойско-кайнозойских палеобассейнах Кавказа происходило в разных фациальных обстановках и контролировалось различными факторами. Тип ОВ – бассейновое или принесенное с суши – в значительной мере определял геохимическую обстановку в осадках и наддонных водах. Наибольшие концентрации Сорг характерны для углеродистых горизонтов, образовавшихся в результате всплеска биопродуктивности фитопланктона на фоне быстрых эвстатических трансгрессий; стратификация вод бассейна и развитие аноксидных обстановок также способствовали накоплению ОВ, но в существенно меньших количествах. Особый тип горючих сланцев формировался в зарифовых впадинах карбонатной платформы.

В мезозойско-кайнозойских разрезах Большого Кавказа и Предкавказья отложения разных стратиграфических уровней и разного фациального типа обогащены органическим веществом (ОВ). Состав, количество и источники ОВ не были одинаковыми, что в значительной степени обуславливало различия геохимических обстановок в палеобассейнах, влияло на характер диагенетических процессов в осадках. Можно выделить несколько осадочных комплексов, которые содержат ОВ, различающееся по генетическим параметрам.

Наиболее крупным по объему (до 9 км) является осадочный комплекс $J_{1-2,}$ который формировался в условиях гумидного климата (угленосные отложений, кор выветривания и др.). По периферии палеобассейна располагались прибрежные ландшафты с обильной растительностью, с развитыми на них озерами и болотами, откуда происходил вынос в водоем больших масс растительного ОВ, как в твердом, так и в растворенном состоянии. Растительное ОВ в наибольшей степени обогащало отложения, относительно приближенные к береговой линии. Наличие в осадках реакционноспособного ОВ обусловило высокую интенсивность диагенетических процессов и образование больших скоплений сидерита. Для вмещающих их глинистых отложений установлены относительно низкие содержания Сорг (< 0,5%) и Fe (~ 1,5-2,5%). Однако, первоначальное содержание ОВ и Fe в осадках было заметно выше, но в дальнейшем резко сократилось в результате активных диагенетических процессов. Расчеты показывают, что первоначальное содержание Сорг в сидеритоносных отложениях могло достигать 4-5 %, т.е. это были первоначально достаточно высокоуглеродистые отложения.

В направлении центральных частей бассейна возрастала доля бассейнового ОВ, что сопровождалось затуханием процессов сидеритообразоваия и ростом сульфидообразования. Литолого-геохимические характеристики отложений J_{1-2} не дают оснований предполагать существование аноксидных обстановок в кавказском бассейне. Вместе с тем, поступление в водоем больших масс наземного ОВ (твердого и растворенного) могло, видимо, приводить к 1) появлению в морской воде значительного количества продуктов его окисления (CO_2 и др.), 2) активные диагенетические процессы сопровождались эвакуацией из осадков в морскую воду значительных количеств CO_2. Эти явления могли вызвать появление (по крайней мере, в некоторых частях бассейна) углекислотного заражения вод и их ацидификацию, что оказывало неблагоприятное воздействие на известьвыделяющую биоту и ее сохранность в осадках [2].

В отличие от гумидных обстановок ранне- и среднеюрского времени в поздней юре на территории юга России произошла аридизация климата, начало которой датируется средним келловеем: здесь полностью исчезла лесная растительность, которую сменили ксерофильные редколесья и саванны. В это время на обширной территории кавказского палеобассейна возникла карбонатная платформа, на которой местами происходило формирование соленосных и гипсоносных толщ. Область накопления обогащенных ОВ отложений, в пределах центральных и западных частей бассейна Б. Кавказа тяготела к зарифовым частям водоемов [1]. Из-за высокого содержания Сорг (до 40 % и более) эти породы приобретают характер горючих сланцев, которые представляют собой органо-глинисто-карбонатную породу, часто с остатками фауны и флоры. Исходным материалом для высокоуглеродистых

осадков являлось фитопланктоногенное ОВ [1]. Мощность отложений со слоями горючих сланцев достигает нескольких десятков метров; площадь их распространения контролировалась, видимо, размерами локальных зарифовых впадин и по простиранию они протягиваются на сравнительно небольшое расстояние (несколько километров).

Углеродистые горизонты апта - сеномана. Выполненные исследования позволили выявить в меловых разрезах Горного Дагестана последовательность "аноксических" событий (OAE). К ним относятся серии обогащенных ОВ горизонтов отложений (мощность до 1 м), которые по результатам изучения наннопланктона (Е.А.Щербинина) соответствуют следующим возрастным интервалам: а) верхи апта и нижнего альба, коррелируются с аноксическим событием OAE1b (Jacob, Paquier, Leenhardt Events); нижняя часть верхнего альба – OAE1c (Toolebuk Event), и верхи альба – событие OAE1d (Breistroffer Event). Содержание Сорг достигает 5%. Из данных пиролитических исследований ОВ видно, что в общем балансе доля бассейнового ОВ весьма значительна по сравнению с ОВ, поступившим в палеоводоем с суши. В разрезах мела Кавказа установлено также присутствие высокоуглеродистых отложений, соответствующих позднесеноманскому событию OAE2 [4]. В них выявлены изотопные аномалии – положительная $\delta^{13}C$ и отрицательная $\delta^{18}O$, характерные также для этого интервала в других районах мира. Литолого-геохимические характеристики этих отложений свидетельствуют о нестабильности и ограниченности развития аноксидных обстановок в палеоводоеме. Содержание Сорг в породах OAE2 достигает 7-9 %. Данные микроскопии и результаты пиролиза ОВ показывают, что в общем балансе главную роль играло бассейновое сапропелевое ОВ при резко подчиненной доле ОВ, поступавшего с суши.

Образование обогащенных ОВ отложений OAE2 (и аналогичных ему горизонтов) происходило на фоне быстрой эвстатической трансгрессии, которая обусловила поступление в водоем большого количества биофильных элементов, что вызвало резкий рост биопродуктивности фитопланктона. Аналогичный сценарий формирования углеродистых осадков был реализован при формировании на границе палеоцена и эоцена сапропелитового горизонта (событие PETM), который протягивается от Таджикистана до Северного Кавказа [3]. Содержание Сорг в породах горизонта до 10-20%. Время существования бассейнов такого типа не превышает 0,5-0,6 млн лет и их можно рассматривать как короткоживущие.

Отложения кумского (средний эоцен, бартон) и майкопского (олигоцен-нижний миоцен) бассейнов также обогащены ОВ. Однако основной причиной накопления в них ОВ была не вспышка биопродуктивности, а развитие в бассейнах обстановок дефицита кислорода. Аноксидные обстановки в обоих водоемах появились вследствие частичной их изоляции от Мирового океана и увеличения доли пресных вод в общем водном балансе

бассейна и, соответственно, появления плотностной стратификации вод. Аноксия в бассейнах такого типа, хотя и предохраняла ОВ от интенсивного окисления, но не обеспечивала образование значительных его концентраций (обычно содержание Сорг 2-4%). Время существования бассейнов этого типа оценивается в несколько млн лет и их можно считать долгоживущими.

Сравнение отложений, накопившихся в палеобассейнах различной палеогеографической и геодинамической позиции и в разной степени обогащенных ОВ, показывает, что они существенно различаются по литолого-геохимическим характеристикам: по типу седиментации – терригенный, смешанный терригенно-карбонатный, карбонатный; по типу накапливавшегося ОВ – доминирование поступавшего с суши или бассейнового ОВ. Соответственно различались и диагенетические преобразования в осадках этих бассейнов.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 15-05-07556.

Литература:

1. Бойко Н.И. Верхнеюрские горючие сланцы Северного Кавказа и условия их образования // Сб. «Осадочные формации юга России и связанные с ними полезные ископаемые». 2011. С. 8-15.*Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постдиагенетические преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 301 с.

2. *Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г.* Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта: седиментология и геохимия // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 5. С. 492-517.

3. *Гаврилов Ю. О., Щербинина Е. А., Голованова О. В., Покровский Б. Г.* Позднесеноманское палеоэкологическое событие OAE 2 в восточно-кавказском бассейне северного Перитетиса. Литология и полезные ископаемые, 2013, № 6, с. 522–551.

ДИНАМИКА КАТАГЕНЕЗА В КОНТЕКСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕНЕРАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА ГАЗОНОСНЫХ «СЛАНЦЕВ»

К. Г. Григорчук

ИГГГИ НАНУ, Украина, Львов, e-mail: e-mail: kostya.grigorchuk@mail.ru

Рассмотрена возможность аккумуляции газа “сланцевых” формаций в форме газогидратов в межслоевом пространстве минералов группы монтмориллонита. Показано, что решающую роль в процессах аккумуляции и высвобождения газа играет цикличный режим катагенеза.

Согласно флюидодинамической модели катагенеза [3], решающую роль в процессах генерации, миграции и аккумуляции углеводородов играет циклическая смена пассивного и активного режимов эксфильтрационного катагенеза. Первый – проявляется в ходе регионального погружения, а второй – связан с инверсионными тектоническими движениями. При погружении, прежде всего в глинистых отложениях депоцентров бассейнов, проявляется консервация литогенетических процессов, формируются растворы специфического состава, аккумулируются значительные запасы флюидодинамической энергии, которая высвобождается во время проявления активного режима катагенеза. Энергетическая релаксация вызывает масштабную миграцию флюидов. При этом на определенных гипсометрических уровнях образуются резервуары катагенетического типа [2].

В данном сообщении рассмотрены некоторые аспекты формирования в катагенезе генерационного потенциала газоносных «сланцев». Так, несмотря на значительные успехи освоения «сланцевого» газа в ряде бассейнов Северной Америки и перспективы его обнаружения в других регионах, актуальным остается вопрос о природе его аккумуляции. Разноранговая трещиноватость, адсорбция керогеном и другие варианты [5] не могут обеспечить стабильно высокий энергетический потенциал аргиллитовых толщ, часто имеющих незначительную мощность (от 50-90 м) и невысокое содержание органического вещества (от 1,0-1,5 %).

В связи с этим есть основания предполагать существование форм аккумуляции газа, отвечающих таким параметрам, как его значительное количество в небольшом объеме. Таким требованиям соответствуют газогидраты, содержащие в одном объеме воды до 200 объемов метана [6]. Большинство известных «сланцевых» толщ формировались в условиях благоприятных для образования газогидратов, что послужило основанием для предположения о возможной их роли в формировании месторождений «сланцевого» газа. [9]. Однако, традиционные формы газогидратов образуются главным образом в относительно пористых горизонтах, куда метан поступал в виде локализированных потоков [1]. В глинистых же отложениях отсутствует емкость для формирования массивных газогидратов, поэтому можно предполагать специфические формы их развития.

Возможность существования метана, структурно связанного с глинистыми минералами была спрогнозирована [11]. Впервые такие образования синтезированы в 2003 году [8]. Молекулы метана входят в структуру межслоевой воды монтмориллонита. Предполагается, что в его межслоевом пространстве содержится значительное количество газа [10] На основе молекулярного моделирования [12] установлено, что такие формы

газогидратов могут быть стабильными до глубин 2 – 6 км (температура до 200 ^{O} С). Эти данные можно считать вполне реальными, учитывая известную динамику трансформации смектитов в катагенезе, в частности, температурные условия выделения межслоевой воды, и, соответственно, связанного с ней метана.

Важным фактором стабильности газогидратов, по мнению [9], является закрытость системы в слабопроницаемых глинистых образованиях. Вследствие этого формируются высокие поровые давления, что способствует образованию более устойчивых форм газогидратов [7]. Сохранность последних в катагенезе может быть обусловлена и развитием минеральных оболочек вокруг них [9]. Как известно, в катагенезе при иллитизации монтмориллонита высвобождается кремнезем, который в закрытых системах может кристаллизоваться на месте и формировать такие оболочки. Подобные образования вокруг микроблоков глинистых минералов описаны Т. Т. Клубовой [4].

Учитывая вышеизложенное, есть основания полагать, что газогидрат-монтмориллонитовые образования формируются в глинистых толщах депоцентров бассейнов в условиях консервации литогенетических процессов на пассивных подэтапах катагенеза. Деструкция этих соединений и высвобождение газа происходит при раскрытии флюидных систем за счет трещинообразования на его активных подэтапах. Циклическая смена режимов катагенеза определяет соответствующую динамику процессов аккумуляции и высвобождения газа, поддерживая тем самым высокий энергетический потенциал литофлюидных систем.

Литература:

1. Валяев Б. М. О факторах, контролирующих формирование и разрушение скоплений газогидратов в осадочном разрезе дна Мирового океана // «Геология морей и океанов». Тезисы докладов XV Международной школы морской геологии. Т. 1. М.: ГЕОС. 2003. С. 148–149.

2. Григорчук К. Г. Литофлюидодинамика эксфильтрационного катагенеза. «Геохимия литогенеза» Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ Уро РАН. 2014. С. 59-61.

3. Григорчук К. Г. Флюидодинамическая модель катагенеза (теоретические и прикладные аспекты). «Концептуальные проблемы литологических исследований в России». Материалы 6-го Всероссийского литологического совещания. Казань: Казанс. ун-т. 2011. С. 253-255.

4. Клубова Т. Т. Глинистые коллекторы нефти и газа. М.: Недра, 1988. 157 с.

5. Лукин А. Е. Черносланцевые формации эвксинского типа – мегаловушки природного газа // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2013. № 2. С. 5–28.

6. Макогон Ю. Ф. Газогидраты, история изучения и перспективы использования // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2002. № 2. С. 5– 21.

7. Манаков А.Ю., Дядин Ю.А. Газовые гидраты при высоких давлениях.// Росс. хим. журнал. 2003. Т. XLVII. №3. С. 28–42.

8. Guggenheim S., Koster van Groos A. F. New gas-hydrate phase: synthesis and stability of clay-methane hydrate intercalate // Geology. 2003. Vol.31. № 7. P. 653–656.

9. Max M. D., Johnson A. H. Could gas hydrates in fine grained sediments be a precursor for some shale deposits? // Petroleum geosciences. 2012. Vol. 18. P. 231–238.

10. Koster van Groos A. F., Guggenheim S. The stability methane hydrate intercalates of montmorillonite and nontronite: implications for carbon storage in ocean floor environments // American Mineralogist. 2009. V. 94. P. 372–379.

11. Park S. H., Sposito G. Do montmorillonite surfaces promote methane hydrate formation? Monte Carlo and molecular dynamic simulations // Journ. of Physical Chemistry. 2003. Vol. 107. № 10. P. 2281–2290.

12. Rao Q., Xiang Y., Leng Y. Molecular simulations on the structure and dynamics of water–methane fluids between Na-montmorillonite clay surfaces at elevated temperature and pressure // Journ. of Physical Chemistry. 2013. Vol. 117. № 27. P. 14061–14069.

БИРКИНСКИЙ ПРОДУКТИВНЫЙ ГОРИЗОНТ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЕГО ТИПИЗАЦИИ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

Е.А. Губина, И.А. Кушмар

ФГУП «ВНИГРИ», Санкт-Петербург, e-mail: katran82@mail.ru, ins@vnigri.ru

Статья посвящена детальному изучению пород биркинского продуктивного горизонта в скважинах, расположенных в центральной части Ангаро-Ленской ступени. Выявлена связь между выделенными литогенетическими типами пород и данными бокового каротажа.

Сибирская платформа является одним из уникальных регионов в отношении нефтегазоносности ее осадочного чехла. Практически по всему разрезу установлены промышленные залежи и проявления углеводородов. Традиционно здесь выделяется три крупных нефтегазоносных комплекса (НГК) – вендский терригенный, венд-нижнекембрийский карбонатный и кембрийский карбонатный [1]. Залежи и основной прирост запасов УВ, в основном, связаны с отложениями первых двух НКГ.

Несмотря на это, газовые фонтаны на Христофоровской площади и из колонковых скважин на рр. Лене и Тутуре, промышленные притоки газа на Атовской, Биркинской, Бильчирской и Коркинской площадях подтверждают перспективность карбонатных отложений кембрийского НГК в пределах Ангаро-Ленской нефтегазоносной области (НГО).

Всего в кембрийском карбонатном нефтегазоносном комплексе выделяется шесть продуктивных горизонтов (снизу вверх): балыхтинский, христофоровский, атовский,

биркинский, бильчирский и келорский. Для большинства указанных горизонтов характерно региональное распространение в пределах юга Сибирской платформы. Они четко выделяются в разрезе, благодаря чему служат опорными реперами при геологических построениях.

Биркинский продуктивный горизонт приурочен к средней части булайской свиты. Представлен практически однородными массивными доломитами, с прослоями известняков и их доломитизированных разностей. Доломиты темно-серые, серые с коричневатым оттенком, мелко-микрозернистые до афанитовых с бугристыми поверхностями наслоения, с тонкими прослоями черного глинистого вещества. Встречается сульфатизация отложений в основном к верхней и нижней частям продуктивного горизонта. Коллекторы преимущественно трещинного типа, реже порово-трещинные, каверно-трещинные, что на порядок затрудняет оценивать перспективы нефтегазоносности этих отложений по данным ГИС.

В результате детального анализа кернового материала в отложениях биркинского продуктивного горизонта были выделены следующие лито-генетические типы карбонатных пород: доломиты зернистые; доломиты микрофитолитовые; доломиты строматолитовые; доломиты обломочные.

Доломиты зернистые. Породы представлены разнозернистыми неравномерно перекристаллизованными доломитами. Редко встречаются каверны, поры и трещины, часто – стилолитовые швы. Форма зерен от изометричной до неправильно ромбоэдрической. Стилолиты протяженные, местами короткие, прерывистые и ветвящиеся, зубчатой, столбчатой и бугорчатой форм.

Доломиты микрофитолитовые представлены преимущественно перекристаллизованными, сгустко-пятнисто-комковатыми разностями, где форменные элементы представлены остатками сине-зеленых водорослей и сложены в основном тонко-мелкозернистым доломитом. Форменные элементы разнообразной формы: практически правильно сферичной, облаковидной, удлиненной и т.д.. Содержание форменных элементов в породах, отнесенных к данному лито-генетическому типу, колеблется от 5 до 90 %. Редко в отложениях встречается примесь терригенного материала в виде кварца и слюды. Межформенное пространство чаще всего перекристаллизовано полностью.

Доломиты строматолитовые. Отложения представлены преимущественно пластовыми строматолитовыми телами. Порода представлена строматолитовым доломитом, состоящим из более темных и более светлых слоев, сложенных микрозернистым и мелко-тонкозернистым доломитом. Между слойками отмечаются щелевидные каверны, залеченные среднезернистым доломитом, единичные среди них остаются открытыми.

Доломиты обломочные. Тип пород представлен строматолитовыми разностями с элементами разрушения: обломками строматолитовых пород и отдельными водорослевыми фрагментами (микрофитолитами). В разрушенной строматолитовой части породы отмечаются размытые контуры слоев, основная масса представлена микрозернистым доломитом, в котором беспорядочно залегают обломки с нитевидными слоевищами строматолитовых форм. Обломки строматолита представлены косо ориентированными слоями, состоящими из доломита: скрытокристаллического (колломорфного), тонкозернистого, тонко-мелкозернистого и пятнисто-сгустково-комковатого. Между этими слойками присутствуют поры и фенестральные каверны «причудливой» формы, выполненные крупно-среднезернистым прозрачным доломитом.

При совмещении выделенных ЛГТ и данных бокового каротажа (БК) установлена их корреляция (рис. 1). Доломиты зернистые характеризуются самыми высокими показателями БК, немного пониженными значениями – доломиты обломочные. Низкое сопротивление пород характерно для микрофитолитовых и строматолитовых доломитов, причем в микрофитолитовых значения относительно повышенные.

Выявленные закономерности позволяют достаточно детально расчленять разрез биркинского карбонатного продуктивного горизонта с использованием данных БК, что в дальнейшем позволит уточнить перспективы нефтегазоносности данной части разреза на территории Ангаро-Ленской ступени.

Литература:

1. Геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Восточной Сибири/Отв.ред. В.В. Забалуев.– Мин-во геологии СССР, ВНИГРИ.–Л.:Недра.-1980.-200 С.

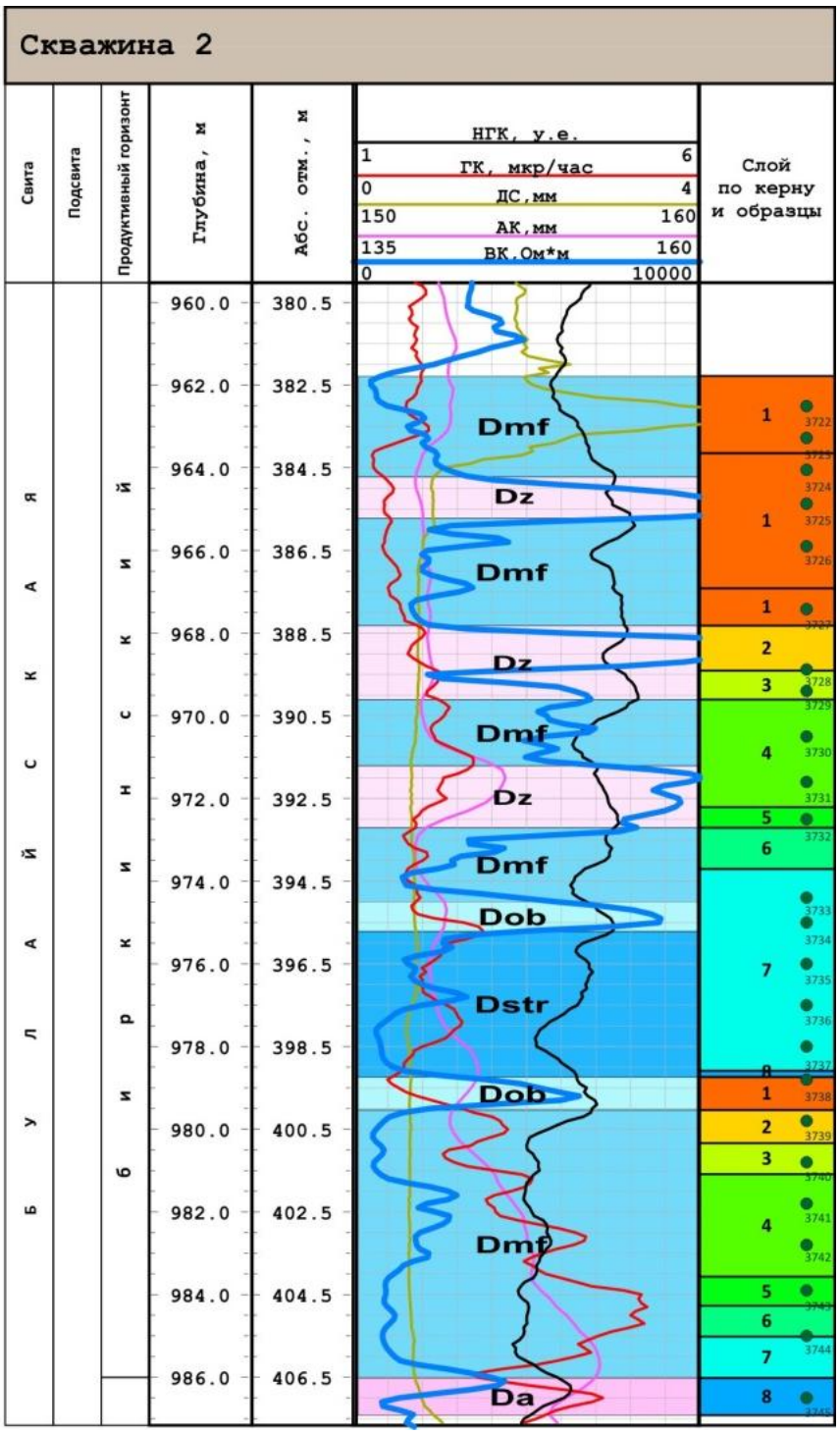


Рисунок 1 - Сопоставление данных макро- и микроисследований керна биркинского продуктивного горизонта и геофизических исследований скважины.

Литогенетические типы пород: Dmf – доломит микрофитолитовый; Dz – доломит зернистый; Dob – доломит обломочный; Dstr – доломит строматолитовый

ГИДРАТЫ ГАЗА И ЭМИССИЯ ПРИРОДНОГО ГАЗА НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ АРКТИКИ

В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова

Геологический институт РАН, e-mail: drouchits@ginras.ru, tamara-sadchikova@yandex.ru

Рассматривается взаимоотношение гидратов газа и мест разгрузки природного газа. Особенности этого соотношения зависят от строения четвертичных осадков и положения их в криолитозоне. Значительные мощности гидратов газа встречены в областях крупных нефтегазовых месторождений. К этим же областям приурочены проявления реликтовых гидратов газа. Эмиссия природного газа может быть обусловлена выходом термогенного газа по открытым таликам и рифтам, а также деградацией криолитозоны и выбросами содержащихся в ней газов различного генезиса, в том числе и из клатратных образований.

Пристальный интерес к формированию концентраций гидратов газа в последние десятилетия объясняется несколькими причинами: это – нетрадиционный источник углеводородов (газогидратные залежи открыты в России, США и Канаде); их разрушение оказывает влияние на изменение климата, а также приводит к катастрофам при гуманитарном освоении арктических областей. В арктических районах клатраты газа образовались в квартере, что связано с формированием криолитозоны. Криогенные гидраты газа могут существовать и в субаэральных, и в субаквальных условиях. Известные концентрации гидратов газа в арктическом регионе можно разделить по количественному признаку: залежи, скопления и проявления. Залежи совпадают с крупными нефтегазовыми месторождениями, скопления могут быть приурочены к нефтегазовым и угольным месторождениям, а проявления хаотично распространены в толще многолетнемерзлых пород в виде различного вида прослоев и включений [6]. Исследования разгрузки природного газа в районах распространения многолетнемерзлых пород выявили значительные концентрации метана в Печорском море, в юго-западной части Карского моря, в береговой зоне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, Бофорта [4, 8, 10]. Одной из причин зафиксированных ураганных концентраций метана может являться разрушение скоплений гидратов газа. Анализ строения толщи известных нефтегазовых месторождений (содержащих газогидраты) севера Западной Сибири позволяет установить совокупность некоторых признаков, по которым можно судить о природе эмиссии природного газа так же и в шельфовых областях. Гидраты газа обнаружены в разрезах Мессояхского, Ямбургского, Заполярного и Бованенковского месторождений. Гидраты газа распространены как в продуктивной толще, в зоне стабильности гидратов газа, так и в осадках четвертичного возраста, покрывающих эти месторождения, в зоне метастабильности [9].

Наиболее хорошо изучены отложения квартера Бованенковского газоконднесатного месторождения. Криолитозона в пределах этого месторождения имеет мощность от 150 до 400 м. Газопроявления связаны с морскими отложениям неоплейстоцена на глубинах 20–130 м. Осадки представлены оторфованными пылеватыми песками низкой засоленности, содержат неразложившиеся растительные остатки. На основании геологических данных месторождения показано, что газопроявления связаны с надпродуктивными скоплениями газа. В то время как продуктивные скопления газа находятся на глубине ≥ 700 м [7].

Исследования распространения многолетнемерзлых пород на п-овах Ямал и Гыдан показали распространение сквозных таликов. Они обнаружены под глубоководными частями заливов, под крупными озерами и долинами, мощность таликов изменяется от 1–2 м до нескольких десятков [3].

Следы естественных газопроявлений отмечены в районах нефтегазовых месторождений юго-востока Западной Сибири. Они определяются по наличию матов микроорганизмов, микрорельефа (типа покмарк), пузырьков на поверхности воды, ледяным вздутиям. Особенно ярко эти процессы проявляются в начальный период ледостава в руслах мелеющих рек [5]. За время эксплуатации нефтяных и газовых месторождений на полуострове Ямал образовались несколько крупных воронок. Предполагается, что они могли образоваться как за счет выбросов газа из тающих пород, так и вследствие взрывов подмерзлотного газа [1].

Работы, проводимые на шельфе Арктических морей, в районах известных нефтегазовых месторождений и вне их, установили наличие прямых и косвенных признаков эмиссии природного газа. На шельфе моря Бофорта с помощью видеосъемки можно было наблюдать присутствие микробиальных матов с маленькими отверстиями для выходов газа, облаков взвешенного материала, кратерообразный микрорельеф, мощную струйную разгрузку в пингоподобной структуре, наличие черных пятен, вызванных изменением условий на восстановительные [11]. В Печорском море и в южной части Баренцева моря установлены два типа насыщения отложений свободным газом. На мелководье Печорского и Карского морей (включая Байдарацкую губу) происходит эмиссия газа вследствие деградации реликтовой многолетней мерзлоты. Второй тип имеет площадной характер, обусловлен деструкцией свежего органического вещества и обнаружен в эстуариях крупных рек [4]. На шельфе моря Лаптевых, на глубинах 35–45 м, на основании сейсмоакустических данных выделены талики, один из которых совпадает с Усть-Ленским рифтом [2]. Измеренные концентрации метана на шельфе Восточной Арктики демонстрируют ураганные значения. Изотопный анализ углерода и водорода показал, что метан имеет смешанное происхождение [8].

Натурные исследования и моделирование развития субмаринной мерзлоты на шельфе западной части полуострова Ямал показали интересные результаты. Распространение криолитозоны ограничивается изобатой 17 м. Мощность многолетнемерзлых пород в береговой зоне 250 м (максимальная – 275 м). Концентрация газа из мест разгрузки (просачивание) достигает 1176 μmol. Газ только биогенный, несмотря на принадлежность к Южно-Карскому бассейну и близость к расположенным там газоконденсатным месторождениям [12].

Приведенные выше материалы свидетельствуют о том, что, по-видимому, залежи гидратов газа, связанные с нефтегазовыми месторождениями, на современном этапе развития криолитозоны не могут служить источниками эмиссии природного газа как на суше, так и на шельфе. Источниками метана являются межмерзлотные газы различного происхождения, в том числе и проявления гидратов газа. Кроме того, свободный газ может достигать поверхности дна по сквозным таликам и тектоническим нарушениям. Этим, вероятно, объясняется генезис исследованного газа на шельфе Восточной Арктики. К изменению такого положения могут привести катастрофические явления, в том числе и землетрясения.

Литература:

1. Богоявленский В.И. Чрезвычайные ситуации при освоении ресурсов нефти и газа в Арктике и Мировом океане // Арктика: экология и экономика. – 2014.– № 4 (16). – С. 48–59.

2. Касымская М..В. Субмаринные талики восточной части шельфа моря Лаптевых // Пространство и время. 2012б. № 1. С. 133–140

3. Крицук Л.Н. Подземные льды и льдистость многолетнемерзлых пород Западной Сибири // Разведка и охрана недр. – 2008. – № 6. – С. 61–66.

4. Рокос С.И., Тарасов Г.А. Газонасыщенные осадки губ и заливов южной части Карского моря // Бюлл. ком. по изуч. четв. периода. – 2007. – .№ 67. – С. 66–75.

5. Ростовцев В.В., Резник С.Н., Ростовцев В.Н. Поиск закономерностей фазовой зональности углеводородов. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. – 398 с.

6. Садчикова Т.А., Друщиц В.А. Палеогеография проявлений каустобиолитов на континентальной окраине Восточной Арктики // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. – Выпуск 2. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 147–160.

7. Чувилин Е.М., Перлова Е.В., Баранов Ю.Б. и др. Строение и свойства пород криолитозоны южной части Бованенковского газоконденсатного месторождения / Отв. ред. Е.М. Чувилин. ─ М.: ГЕОС, 2007. – 137 с.

8. Шахова Н. Е. Метан как недоучтенный компонент цикла углерода в Арктических морях // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. – Выпуск 2. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 125–137.

9. Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. и др. Газовые гидраты в отложениях материков и островов // Российский хим. ж. – 2003. – Т. XLVII. – № 3. – С. 80–90.

10. Coffin R.B., Smith J.P., Plummer R.E. et al. Spatial variation in shallow sediment methane sources and cycling on the Alaska Beaufort Sea Shelf/Slope // Marine and Petroleum geology. – 2013. – V. 45. P. 186–197.

11. Paull Ch. K., Dallimore S., Huges-Clarke J. et al. Tracking the decomposition of submarine permafrost and gas hydrate under the shelf and slope of the Beaufort Sea // Proceedings of the 1th International Conference on Gas Hydrates, Edinburg, Scotland, UK. July 17–21. – 2011. – 12 p.

12. Portnov A., Mienert J., Serov P. Modeling the evolution of climate sensitive Arctic subsea permafrost in regions extensive gas expulsion at the West Jamal shelf // Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. – 2014. – V. 119. – P. 2082–2094.

ДОЛОМИТОВЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ БАШКИРСКОГО ЯРУСА ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА

А.А. Ескин, Э.А. Королёв, В.П. Морозов, Н.Г. Нургалиева, В.М. Смелков, А.Б. Кальчева

ИГиНГТ, КФУ, Казань, e-mail: eskin.aleksey@gmail.com

Изучены доломитовые коллекторы башкирского яруса, развитые в пределах Южно-Татарского свода. Установлено, что зоны доломитизации приурочены преимущественно к крыльям нефтеносных поднятий. При этом интенсивность доломитизации определяется литолого-петрофизическими факторами, затухая в ряду: разуплотненные фораминиферовые известняки → плотные фораминиферово-водорослевые известняки → литокластовые известняки → пелитоморфные известняки. Доломитовые резервуары характеризуются неоднородными петрофизическими свойствами, обусловленными наличием в них прослоек слабо измененных известняков и чередованием различных структурных типов доломитов.

Истощение запасов углеводородов в девонских и турнейских залежах Южно-Татарского свода предопределяет активизацию поисково-разведочных работ в отложениях вышележащих структурных подразделений, из которых наиболее перспективным является башкирский ярус. Геологическая изученность отложений этого возраста на уже разведанных площадях позволяет прогнозировать их высокую продуктивность при промышленной разработке. По данным геофизических исследований в разрезах башкирского яруса выделяется от 3 до 6 нефтеносных интервалов с хорошими петрофизическими свойствами. Причем часть из них относится к средне- и высокоёмким коллекторам по классификации К.И. Багринцевой [1]. Именно они и представляют наибольший интерес для геолого-поисковых работ.

Основой для исследования средне-высокоёмких коллекторов башкирского яруса послужил материал, полученный при бурении скважин на ряде нефтяных месторождений Южно-Татарского свода (ЮТС). Изучение кернового материала показало, что большая часть высококачественных коллекторов в разрезах башкирского яруса приурочена к зонам доломитизации. Анализ результатов петрофизических исследований по скважинам позволил

установить общий тренд увеличения емкостно-фильтрационных характеристик карбонатных пород в разрезах башкирского яруса по мере роста в них доли доломитовой фазы.

Изучение особенностей распределения зон доломитизации по разрезам показало отсутствие четко выраженной пространственной закономерности локализации эпигенетических доломитов в породах башкирского яруса. В одних скважинах мощные (1,5-5,0 м) доломитовые пласты приурочены к подошве башкирского карбонатного комплекса, в других – к его средней части, в третьих – к его кровле. В скважинах, прошедших вблизи тектонических разломов, отмечается частое переслаивание исходных биоморфных известняков с их доломитизированными аналогами и доломитами. Подобное распределение зон доломитизации в разрезах башкирского яруса не позволяет четко оконтурить области развития доломитовых коллекторов даже в пределах одной нефтеносной структуры. Хотя во всех случаях и отмечается общая тенденция уменьшения интенсивности доломитизации карбонатных пород от крыльев к сводам брахиантиклинальных поднятий.

Детальные петрографические исследования доломитовых нефтеносных резервуаров позволило выявить их существенную лито-петрофизическую неоднородность. В одних случаях это обусловлено наличием внутри них реликтовых прослоек (0,2-0,5 м) слабо измененных фораминиферовых известняков, в других – незакономерным чередованием различных структурных типов эпигенетических доломитов.

В маломощных (до 1,5 м) нефтяных резервуарах прослойки слабо измененных известняков, как правило, представлены относительно плотными структурно-генетическими разностями карбонатных пород. Из-за незначительной реализации процессов выщелачивания они в большинстве своем ухудшают емкостно-фильтрационные свойства нефтяных пластов. В доломитовых нефтяных резервуарах мощностью более 1,5 м процессы растворения в реликтовых прослойках фораминиферовых известняков проявились более интенсивно. В некоторых случаях их пористость достигает 20-25%, что даже превышает петрофизические характеристики окружающих эпигенетических доломитов.

Сами доломиты также не отличаются выдержанными по интервалам емкостно-фильтрационными свойствами, что определяется особенностями их агрегатного строения. Петрографические исследования позволили выделить две основные структурные разновидности рассматриваемых пород: доломиты ячеистые и доломиты зернистые.

Доломиты ячеистые характеризуются равномерной темно-коричневой окраской, обусловленной присутствием углеводородов, яснозернистой структурой, массивной текстурой, наличием многочисленных каверн размером до 2,0 мм. По данным оптико-микроскопических исследований породы сложены разноориентированными гипидиоморфными доломитовыми зернами, образующими незакономерные сростки. Зерна

доломитов содержат вкрапления нефти и реликты исходных известняков. В плотных комформнозернистых сростках отмечаются теневые структуры органических остатков (фораминифер, водорослей). Доломиты содержат 15-25% каверн, относительно равномерно распределенных в объеме породы, придавая им "ситчатый" облик. Каверны размером 0,5-2,0 мм, сообщающиеся, выполнены углеводородами.

Доломиты кристаллобластовые имеют более плотное сложение, для них характерна пятнистая и пятнисто-полосчатая нефтенасыщенностью, в краевых частях нефтеносных интервалов нефтенасыщенность может отсутствовать. По данным оптико-микроскопических исследований структура пород мелко-среднезернистая, текстура – однородная, пятнистая, либо полосчатая в зависимости от характера нефтенасыщенности. Доломитовые зерна имею гипидиаморфную, реже ксеноморфную форму, в большинстве своем образуют плотные сростки. В породе отмечаются многочисленные реликты исходных известняков в виде теневых структур органических остатков. Многие доломитовые зерна характеризуются зональным строением. Их центральные части, за счет тонкодисперсных кальцитовых вкраплений, имеют темные тона, периферии – более светлые, очищенные от примесей за счет процессов перекристаллизации. Участками в плотной зернистой массе присутствуют изометричные каверны размером до 0,5 мм. В зернистых доломитах каверны либо разрозненные, либо сконцентрированы в локальных областях пород, образуя пятнисто-прожилковые зоны разуплотнения. Сообщение между кавернами осуществляется посредством межзерновых поровых каналов и протяженных субгоризонтальных трещин. Пористость в шлифах варьирует от 10 до 15%. В отличие от ячеистых доломитов в зернистых разновидностях широко развиты процессы кальцитизации. В одних случаях катагенетический кальцит образует горизонтальные прожилки мощностью до 5,0 мм, в других – выполняет полости каверн, снижая емкостно-фильтрационные свойства пород.

Кристаллизация зерен пористых доломитов происходила в таких условиях, где они не встречали каких-либо механических препятствий на пути роста [4,3,2]. Это обусловливает формирование зерен с большим размером зерен по сравнению с плотными разностями, а также неконформную структуру сформированных агрегатов. В отличие от пористых доломитов, конформная структура плотных доломитов указывает, что рост зерен осуществлялся в стеснённых условиях, что и определило меньший размер самих зерен или скорость их роста была выше.

Принимая во внимание, что рост зерен пористых и плотных доломитов осуществлялся в различных условиях и приводил к различным результатам, можно также говорить о том, что образование первых происходило таким образом, что процессы растворения кальцита преобладали над процессами кристаллизации доломита. Наоборот, при формировании

плотных доломитов процессы кристаллизации доломита преобладали над процессами растворения кальцита. Другими словами, баланс привноса-выноса компонент и определяет в конечном итоге формирование как пористых, так и плотных вторичных доломитов.

Литература:

1. *Багринцева К.И.* Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. – М.: Изд-во РГГУ, 1999. – 282 с
2. *Гликин А.Э.* Полиминерально-метасоматический кристаллогенез. – СПб.: Изд. «Журнал «Нева»». – 2004. – 320 с.
3. *Козлова О.А*. Рост кристаллов. – М.: Изд. МГУ, 1967. – 239 с.
4. *Поспелов Г.П.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. – Новосибирск: Наука,1973. – 355 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В ЛИТОЛОГИЧЕСКИ РАЗНОТИПНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ДРЕВНИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ И ЮЖНО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМ

А. Забанбарк, Л.И. Лобковский

ИОРАН, Москва, e-mail: azaban@ocean.ru ,llobkovsky@ocean.ru

В данной работе на основе детальных литологических исследований авторами рассмотрены сравнительный анализ осадочных бассейнов, расположенных на периферийных частях древних континентальных окраинах Северо-Американской и Южно-Американской платформ и закономерности распределения углеводородов на этих окраинах.

Сложный путь развития, который прошли нефтегазоносные бассейны на древних окраинах Северо-Американской и Южно-Американской платформ, не мог не отразиться на характере седиментационных процессов, и в результате в их пределах формировались самые разнообразные в литологическом отношении комплексы осадков. На разных этапах развития окраин того или иного типа преимущественное распространение получили определенные по литологическому составу и генезису осадочные или вулканогенно-осадочные образования.

Составленные таблицы и построенные геологические разрезы бассейнов, позволили в определенной мере ответить на вопрос, в отложениях какого состава и генезиса концентрируются на древних континентальных окраинах этих платформ залежи нефти и газа. Выделяются самые общие группы осадков: континентальные (аллювиальные, озерные), дельтовые, мелководно-морские, глубоководные – для терригенных образований, рифовые известняки, известняки иного происхождения (оолитовые, водорослевые и др.) и доломиты –

для карбонатных разностей. Помимо этого отдельно рассматривались туфы, туфо-песчаники и кристаллические сланцы (кварциты). Залежи нефти и газа размещены весьма неравномерно по разрезу. Среди терригенных комплексов отложений, развитых в осадочных бассейнах на окраинах Северо-Американской платформы, наибольшие запасы углеводородов содержатся в отложениях континентального генезиса, в которых заключено почти 0.72 млрд. т нефти и 1.08 трлн. $м^3$ газа (табл.). Широко распространены мелководно-морские отложения – это шельфовые, пляжевые или лагунные баровые песчаники и алевриты, в которых запасы нефти составляют 0.58 млрд.т, газа 0. 93 трлн. $м^3$. Роль дельтовых отложений здесь не столь велика. Среди карбонатных коллекторов, вмещающих скопления нефти и газа, большое значение имеют рифовые известняки. В них сосредоточено более 3.6 млрд.т нефти и 1.23 трлн.$м^3$ газа. Известняки и доломиты нерифовой природы имеют повсеместное распространение в бассейнах на окраинах Северо-Американской платформы. В них заключены почти 2 млрд.т нефти и 2.6 трлн. $м^3$ газа. В этих бассейнах карбонатные коллектора играют более важную роль, чем терригенные. В первых заключены 5.61 млрд.т нефти и 3.78 трлн.$м^3$ газа, во вторых – 1.55 млрд. т нефти и 2.06 трлн. $м^3$ газа. Подобное распределение запасов углеводородов вполне закономерно, т.к. в историческом аспекте Северо-Американская платформа довольно длительный период времени была подвергнута полному или почти полному затоплению в моменты максимальной трансгрессии.

Южно-Американская платформа в начале мела стала ареной необычно мощной вспышки базальтового вулканизма. Особенно это проявилось в юго-западной части платформы, в связи с чем были образованы активные окраины: бассейны Неукен и Мендоса. Однако ряд бассейнов на окраинах Южно-Американской платформы продолжали пребывать в пассивном режиме. В этих бассейнах наибольшее распространение имеют континентальные отложения, запасы нефти в них составляют 2.82 млрд.т, газа 3.57- трлн.$м^3$ (табл.). Морские отложения имеют подчиненное значение, запасы углеводородов в этих разностях составляют 1.49 млрд.т нефти и 0.59 трлн.$м^3$ газа. Карбонатные отложения здесь имеют ограниченное распространение.

Сравнительный анализ осадочных бассейнов, расположенных на периферийных частях древних континентальных окраинах Северо-Американской и Южно-Американской платформ, показал следующее: наиболее важной стадией в эволюции Северо-Американской платформы является первая стадия существования в структуре древних палеозойских континентальных окраин, развивавщаяся в пассивном тектоническом режиме и определившая ее будущий потенциал нефтегазоносности. На этом этапе основные ресурсы нефтяных и газовых углеводородов сосредоточены в карбонатных разностях.

Таблица 1. Распределение запасов нефти и газа в литологически разнотипных отложениях нефтегазоносных бассейнов древних пассивных окраин Американского континента

Нефтегазоносные бассейны	Терригенные				Карбонатные	
	дельтовые	Мелководно-морские	континентальные	Глубоководные	Рифовые известняки	известняки ,доломиты,
Северная Америка						
Западно-Канадский	_	0.06 0.65	0.03 0.06	_	1.25 0.56	0.46 0.89
Крейзи-Бул-Маунтинс	_	_	0.055 0.06	_	_	0.006 _
Паудер-Ривер	0.17 0.03	0.044 0.002	0.03 0.002	_	_	0.01 0.002
Денвер	0.08 0.02	0.08 0.02	0.009 0.001	_	_	0.016 0.005
Ратон	н/г	н/г	н/г	_	_	н/г
Пермский	_	0.12 _	0.05 _	0.6 0.1	2.35 0.65	1.14 1.54
Предоушитский	_	0.03 0.05	_ 0.21	_	_	0.02 0.04
Предаппалачский	_	0.06 0.21	0.28 0.65	_	0.02 0.02	0.08 0.15
Мичиганский	_	_	0.02 0.08	_	_	0.10 0.02
Иллинойский	_	0.19 _	0.25 0.07	_	0.02 _	0.14 _
Итого	0.25 0.05	0.584 0.932	0.724 1.133	0.6 0.1	3.64 1.23	1.972 2.647
Южная Америка						
Оринокский	_	0.39 0.2	1.44 0.85	_	0.03 _	_
Апуре-Бариньяс	_	0.18 _	_	_	_	_
Верхнее-Амазонский	_	0.58 0.11	0.02 0.001	_	_	0.37 _
Укаяли-Маморе	_	_	н/г	_	_	_
Центрально-Прендандийский	_	0.34 0.28	1.36 2.72	_	_	_
Итого		1.49 0.59	2.72 3.571	_	0.03 _	0.37 _

Примечание. Здесь и далее в таблицах: в числителе - нефть, млрд. т, в знаменателе - газ, трлн. м ^{3}, н – нефть, г – газ (используются в случае отсутствия количественных данных).

Что же касается осадочных бассейнов, расположенных на окраинах Южно-Американской платформы, то наиболее важной стадией в их эволюции является вторая стадия, стадия формирования и развития передовых прогибов, наложенных на более ранние структуры. С этим периодом связан нефтегазоносный потенциал бассейнов на окраинах Южно-Американской платформы. Общим для обеих платформ является то обстоятельство, что все ресурсы углеводородов на второй стадии развития всех осадочных бассейнов сосредоточены в терригенных образованиях. Широта стратиграфического диапазона нефтегазоносности в бассейнах древних континентальных окраин обусловлена закономерностью: чем моложе складчатые сооружения, обрамляющие эти окраины, тем шире возрастной спектр отложений, в которых заключены залежи нефти и газа.

ПРОЦЕССЫ ОКРЕМНЕНИЯ В НИЖНЕВЕНДСКИХ КАРБОНАТАХ УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (ЮГ СРЕДНЕЙ СИБИРИ)

Е.В. Карпова[1], Д.А. Горшков[2]

[1]МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, e-mail: karpoff_2002@mail.ru

[2]МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, e-mail: paleo-gorshkov@mail.ru

В работе рассматриваются типы окремнения нижневендских карбонатов разреза по р. Ура (Предпатомский прогиб, Уринское поднятие) и обсуждается модель кремнеобразования.

Процессы окремнения карбонатных отложений с образованием различных стяжений, секреций, конкреций и пластово-линзовидных тел подробно изучены. Стягивание кремнезема начинается, вероятно, еще в стадию сингенеза, продолжаются в диа- и катагенезе. Кремнезем – продукт растворенных скелетов кремневых организмов, в меньшей степени, преобразований алюмосиликатов, и, отчасти, эндогенных процессов – может привноситься иловыми или подземными водами. Отсутствие кремневых организмов и возможностей глубокого кислого выветривания пород, своеобразие химизма морских и иловых вод, климатические особенности докембрия предполагают поиск альтернативных моделей кремнеобразования в карбонатных породах протерозоя.

Исследовались нижневендские карбонатные отложения в разрезе по р. Ура и связанные с ними выделения кремнезема. Разрез расположен на северо-востоке Предпатомского прогиба (среднее течение р. Лена, Уринское поднятие), где выделяется

Витимо-Чарская структурно-фациальная зона (СФЗ) [2]. В тектоническом плане ей соответствует Уринский антиклинорий. В пределах этой СФЗ, по берегам среднего течения р. Лена и ее притоков, обнажаются породы дальнетайгинского (нижний венд), жуинского и юдомского (верхний венд) горизонтов. В первом выделяются большепатомская (джемкуканская), баракунская, уринская и каланчевская свиты; во втором – никольская и ченчинская; в третьем – жербинская и тинновская [3].

Среди карбонатов нижнего венда Уринского разреза выделены различные литотипы и генетические типы отложений, в которых процессы окремнения проявлены неодинаково и имеют разную генетическую природу.

На ледниковых и марино-гляциальных, массивных, ориентированных и слоистых валунно-конгломератовых и брекчиевых отложениях с обильным дресвяно-гравийно-песчано-глинистым заполнителем терминальной части большепатомской свиты залегает слой «венчающих доломитов» мощностью до 5,6 м, относящийся к баракунской свите. «Венчающие доломиты» – это карбонатные породы, представленные известковистыми или чистыми доломитами, маломощные прослои которых перекрывают во многих регионах мира неопротерозойские ледниковые отложения. В зарубежной литературе их называют «cap carbonates», «cap dolostones» или «cap dolomites». Отличительной чертой венчающих доломитов является аномальный изотопный состав углерода ($\delta^{13}C \approx -4{,}2$ до $-3{,}5$ ‰) [3]. «Венчающие доломиты» разреза Ура представляют собой светло-серые, желтоватые на поверхности выветривания, пелитоморфные, тонкогоризонтально- и линзовиднослоистые породы, содержащие примесь известкового вещества, обнаруживающие под микроскопом участки строматолитовой текстуры. Доломиты известковистые – сплошные, микритовые, чередующиеся с комковатыми, и без резких границ сменяющие друг друга – содержат микролинзочки и слойки микрояснокристаллического строения, а в верхней части приобретают узорчатый фенестровый облик, подчеркнутый обильной импрегнацией пиритом. Кэп-доломиты содержат тонкорассеянную примесь алеврито-тонкопесчаного кварца, полевого шпата и слюды в количестве не более 5-7%. Окремнение в этом типе доломитов развито минимально, в количестве 2-5% и приурочено к каждому структурному микрослойку: встречается в узорчатых прослойках в виде частичного выполнения пустоты агрегатом халцедона-кварца, размером до 0,05 мм; отмечается в сплошной микритовой массе в виде неправильных микророзеток размером до 0,05-0,1 мм и в межкомковатой микрояснозернистой доломитовой массе, где выполняет микропоры размером до 0,03 мм.

Известняки и доломиты разных структурных типов вышележащих свит чередуются с глинистыми и песчаными породами, также встречаются карбонатные брекчии, нередко с ожелезненным матриксом. Окремненные карбонатные породы объединены в несколько

структурно-генетических типов: карбонаты сфероагрегатные, обломочные и кристаллические (вторично перекристаллизованные). Карбонаты сфероагрегатные – доломиты, известняки и их смешанные разности – красноватые за счет тонкодисперсного гематита, неслоистые, часто пятнистые или со строматолитовой текстурой, микротрещиноватые. В их строении основную роль играют оолиты и онколиты размером 0,1-0,9 мм, с неравными оболочками, имеющие в затравке комки и сгустки. Иногда в составе зерен отмечаются фитолиты – крупные желваки удлиненно-овальной и гантелевидной формы с неравномерным пятнистым и узорчатым внутренним строением, в некоторых слоях они превалируют. В породах прослеживаются тонкие пленки и неровные волнистые корочки микритового строения. Межкомпонентное пространство выполнено сплошным микритовым или агрегированным микрокомковато-сгустковым известково-доломитовым веществом. Сфероагрегатные карбонаты спорадически чередуются с их обломочными псефито-псаммитовыми, не сортированными и не упорядоченными по наслоению, интракластовыми породами с микроясно- и тонкокристаллическим кальцитовым или доломитовым цементом; местами с микритовым или комковато-сгустковым матриксом. Окремнение сфероагрегатных карбонатов и их обломочных разностей проявлено в различной степени. При участковом окремнении (до 20-25%) агрегаты микрояснозернистого кварца-халцедона замещают отдельные, более темные микритовые концентры или участки концентров размером до 0,4х0,2 мм с различной структурой. В межформенном пространстве отмечаются отдельные розетки тонкокристаллического кварца-халцедона, области неправильного и причудливого строения, выполненные микрояснозернистыми кремневыми агрегатами. Трещинное пространство залечено халцедоном. Периодически встречаются разности, нацело замещенные кремневыми минералами нескольких генераций. В центральных частях сфероагрегатов и в межкомпонентном пространстве развиваются микрозернистые, темные, слабодвупреломляющие скопления кристаллов люссатита. В концентрически-слоистой области наблюдаются микроясно- и тонкокристаллические, прозрачные, более двупреломляющие агрегаты халцедона-кварца и монокристаллы, размером до 0,07 мм. По-сути, это уже микроясно-тонкокристаллические люссатит-кварц-халцедоновые силициты, образующие своеобразные «силькреты» на поверхности сфероагрегатных карбонатов и их обломочных разностей. В разрезе баракунской свиты были описаны 2 горизонта таких образований линзовидной формы, толщиной 5-10 см, протяженностью от см до 0,5 м; и единичный горизонт в разрезе каланчевской свиты.

В перекристаллизованных известняках и доломитах с тонкокристаллическими и более крупными (до грубозернистых) структурами, с текстурами cone-in-cone, с микростилолитами, подчеркнутыми тонкодисперсным гематитом, пиритом, битуминозным

веществом, содержащих тени сфероагрегатных, строматолитовых, фитолитовых, обломочных структур, окремнением захвачены как крупные участки пород, замещенные агрегатами кварца-халцедона гранобластовой структуры, так и относительно мелкие, размером до 0,1-0,25 мм, развитые по границам крупных карбонатных кристаллов.

В Уринском разрезе уровни максимального окремнения с образованием кремневых панцирей приурочены к интервалам, сложенным сфероагрегатными цианобактериальными карбонатами, чередующимися с их обломочными разностями – продуктом мелководных, периодически осушающихся, условий. Похожие кремневые корки описаны В.Г. Кузнецовым и др. [1] для рифейских карбонатов Камовского свода Байкитской антеклизы. Щелочной характер вод протерозойских бассейнов (за счет массового развития цианобактерий и поглощения ими растворенного в воде углекислого газа) приводил к активным процессам выщелачивания кремнезема из силикатов и алюмосиликатов. Во время кратковременных обмелений и осушений метеорные воды резко понижали pH, что приводило к выпадению растворенного кремнезема, развитию практически синседиментационных кремневых панцирей. Участковое окремнение, широко представленное во вторичных перекристаллизованных карбонатах, связано с вторичным минералообразованием на путях миграции растворов. Вполне вероятно, что окремнение «кэп-доломитов» также относится к этому типу, хотя неоднозначное понимание их генезиса не позволяют уверенно утверждать это.

Литература:

1. *Кузнецов В.Г., Скобелева Н.М.* Процесс окремнения рифейских карбонатных отложений (Юрубчено-Тохомская зона, Сибирская платформа) // Литология и полезные ископ., 2005, №6, с. 637-650.

2. *Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б., Ефимов А.О., Карлова Г.А. Килина Л.И. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Гео. 2005. С. 9-11, 37-39, 249-272.

3. *Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н.* Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2013, том 21, №4, с. 1-26.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ (РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА КАРТЫ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ РОССИИ)

А. М. Карпунин, И. Н. Мозолева, Н. Н. Соболев

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, e-mail: irina_mozoleva@vsegei.ru

В данной работе обобщены результаты анализа составленной во ВСЕГЕИ Карты черносланцевых формаций России масштаба 1:10 000 000. Приведены сведения о принципах классификации формаций, рассмотрены условия формирования (фациально-палеогеографические, палеогеодинамические), минерагенические особенности. Выявлены закономерности пространственного и возрастного распространения черносланцевых формаций на территории России.

Коллективом ВСЕГЕИ выполнено монографическое исследование рифовых, соленосных и черносланцевых формаций, включающее три согласованных между собой карты распространения этих формаций на территории России масштаба 1:10 000 000 [5]. В данном сообщении рассматриваются итоги анализа, касающиеся Карты черносланцевых формаций, впервые составленной для территории РФ.

Понятие «черные сланцы» охватывает широкую группу пород различного генезиса, химического и минерального состава, цвета и структуры, объединенных общей особенностью - высоким содержанием органического вещества. Авторами принято определение Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [6]: черными сланцами являются водноосадочные горные породы, обычно темные, пелитоморфные и сланцеватые, обогащенные сингенетичным органическим веществом преимущественно аквагенного и отчасти терригенного типов, с содержанием $C_{орг}$ более 1%. Черные сланцы являются типоморфной частью черносланцевых формаций. Под черносланцевыми формациями (ЧСФ) авторы понимают закономерные сообщества осадочных (вулканогенно-осадочных) пород, включающих горизонты аквагенных углеродистых («черных») сланцев (от 10-20% и более).

На Карте ЧСФ показано пространственное и возрастное распространение формаций в основных геотектонических структурах: на щитах, платформах, в складчатых областях. Всего выделено 109 ЧСФ, для каждой из них приведена информация о возрасте, вещественном составе, степени постседиментационного преобразования (метаморфизма), геохимической специализации, минерагеническом типе, полезных ископаемых, перспективности.

ЧСФ установлены в отложениях от архея до миоцена. При этом выделяются основные эпохи черносланцевой седиментации: поздний архей - ранний протерозой, поздний рифей, поздний кембрий - ранний ордовик, девон, ранняя и поздняя юра. На Карте ЧСФ цветом

показан стратиграфический возраст формаций. Границы ареалов их распространения разделены на три категории (в порядке уменьшения их величины): бассейны (на платформах) и зоны (щиты и складчато-надвиговые области), районы, площади. Отражена также степень изученности и относительная достоверность границ. Особым знаком показаны формации локального распространения. Границы формаций, перекрытых более молодыми ЧСФ, даны пунктиром.

В вещественном отношении ЧСФ представляют собой комплексные – глинисто-терригенно-карбонатно-кремнистые образования, достаточно часто с примесью вулканогенного материала. С учетом состава минеральной части ЧСФ на карте выделены четыре их вещественных типа: углеродисто-глинистый, углеродисто-терригенный, углеродисто-кремнистый, углеродисто-карбонатный.

Разработан также вариант минерагенической классификации ЧСФ. Все ЧСФ подразделены на пять групп. 1. Горючесланцевые формации, в которых на первое место выступает горючая составляющая – кероген. 2. Поскольку минеральная составляющая горючесланцевых формаций в ряде случаев также имеет промышленное значением, среди них выделена подгруппа «комплексных горючесланцевых формаций». 3. Металлоносные углеродистосланцевые формации, в которых практический интерес представляет тот или иной негорючий минеральный полезный компонент – золото, платиноиды, уран, полиметаллы и др. 4. Потенциально металлоносные углеродистосланцевые формации, вмещающие непромышленные месторождения или рудопроявления. 5. Углеродистосланцевые формации с не раскрытым пока минерагеническим потенциалом.

Анализ Карты позволил наметить следующие особенности распространения ЧСФ и их минерагенической специализации.

ЧСФ формировались в разных геодинамических условиях: во внутриконтинентальных рифтах на ранних и поздних стадиях их развития, в пределах пассивных и активных континентальных окраин, в окраинных бассейнах и передовых прогибах и др. Проведенный анализ подтвердил высказанные ранее представления [1] о геодинамических условиях формирования ЧСФ и позволил получить дополнительные данные об особенностях геологического строения и минерагенической значимости ЧСФ разных геодинамических типов на территории России.

Черносланцевые отложения формировались в разных палеогеографических условиях: как правило, в относительно глубоководных бассейнах с нарушенной циркуляцией придонных вод; реже в мелководных обстановках.

С ЧСФ связаны крупные и уникальные месторождения полезных ископаемых. Так для формаций плитных комплексов характерны месторождения горючих сланцев, урана,

цветных металлов, ванадия, молибдена, фосфатов, марганца, нефти и газа [2]. Для ЧСФ щитов, срединных массивов и складчатых областей – золота, урана, марганца, колчеданных и полиметаллических руд, платиноидов, железа, графита, горючих сланцев [3,4].

Литература:

1. *Беленицкая Г.А., Романовский С.И., Феоктистов В.П.* Тектоно-седиментологическое моделирование и прогнозно-минерагенический анализ основных геодинамических групп рудоносных осадочных бассейнов России. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 110 с.

2. Минерально-сырьевой потенциал черносланцевых формаций платформенных комплексов России/ А.Ф. Карпузов, А.М. Карпунин, Н.Н. Соболев, И.Н. Мозолева// Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. - 2008. - № 2. - С. 12-18

3. Минерально-сырьевой потенциал черносланцевых формаций щитов и срединных массивов России/ А.Ф. Карпузов, А.М. Карпунин, Н.Н. Соболев, И.Н. Мозолева// Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. - 2008. - № 3. - С. 7-12

4. Минерально-сырьевой потенциал черносланцевых формаций складчатых поясов России/ А.Ф. Карпузов, А.М. Карпунин, Н.Н. Соболев [и др.]// Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. - 2008. - № 5. - С. 2-15

5. Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России / Отв. Ред. Г. А. Беленицкая, О. В. Петров, Н. Н. Соболев. СПб: изд-во ВСЕГЕИ. 2015 (в печати). Авт.: Г. А. Беленицкая, А. М. Карпунин, Н. Н. Соболев и др.

6. *Юдович Я.Э, Кетрис М.П*. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ФЕС ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ В ПРЕДЕЛАХ ЛИЦЕНЗИОННЫХ УЧАСТКОВ ОАО «НК «РОСНЕФТЬ» В ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

С.К. Квачко [1], А.С. Бибик[1]

[1]ООО «РН КрасноярскНИПИнефть», Красноярск, e-mail: kvachkosk@kr-nipineft.ru

Объектом исследований является керн скважин лицензионных участков ОАО «НК Роснефть» в Иркутской области. Автором оценена степень распространения постседиментационных процессов для усть- кутского (Б5) и преображенского (Б12) горизонтов. Выполнен анализ влияния вторичных преобразований на фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) исследуемых интервалов разреза.

Вторичные процессы оказывают существенное влияние на формирование фильтрационно-емкостных свойств пород. В основе анализа ФЕС осадочных пород, как правило, лежит оценка изменения проницаемости в зависимости от изменения пористости. На стадии диагенеза и эпигенеза образование и исчезновение полезной емкости определяется преобразованиями, происходящими в осадке и породе. Постседиментационная история

существования коллекторов определяется суммой седиментационных признаков, унаследованных породой и новыми признаками, формирующимися под влиянием увеличивающихся давления и температуры, а также повышения концентрации компонентов в поровых растворах, перераспределения цементирующего материала, изменения положения породообразующих компонентов, растворения неустойчивых и образования стабильных минералов в данных условиях [1].

В ходе данной работы были проанализированы результаты лабораторных исследований преображенского (Б12) и усть-кутского (Б5) продуктивных горизонтов в пределах Иркутских ЛУ ОАО «НК «Роснефть».

Дальнейшее комплексное исследование отложений включало в себя изучение состава, структурно- текстурных особенностей, условий образования, определение фациально-палеографических обстановок карбонатонакопления, изучение постседиментационных изменений.

При анализе вторичных изменений использовалось макроскопическое описание керна, шлифов, результаты рентгено -фазового и рентгено-флуоресцентного анализов. Все вторичные изменения кодировались в соответствии с классификацией интенсивности, основанной на процентном количестве. Это позволило построить диаграммы распространения вторичных процессов для каждого горизонта.

В целях определения степени воздействия вторичных преобразований, а так же приуроченности наиболее проницаемых зон к фациальным условиям осадконакопления, был выполнен статистический анализ путем построения геолого-статистических разрезов (ГСР). В процессе статистической обработки геологических данных и петрофизических параметров установлено, что для каждого пласта количественное выражение постседиментационного изменения на формирования ФЕС пород весьма различное.

Усть-кутский горизонт (Б5) выдержан в разрезе (20-24 м). В период образования изучаемая территория представляла собой спокойную благоприятную обстановку для развития сине-зеленых водорослей. В подошвенной части преобладают маломощные обломки строматолитов. Основная часть пласта представлена отложениями, сформированными биогермной постройкой с комковатой и массивной текстурой, пластинчатой структурой (байндстоун). Составными компонентами являются пелоиды, которые зачастую интерпретируются как обломки.

Для этого пласта в результате работ удалось выявить связь проницаемости и пористости в зависимости от вторичных преобразований. Для этой части разреза характерна тесная связь выщелачивания с пористостью более 10% и проницаемостью свыше 5-10 мД. Процесс выщелачивания наиболее интенсивно проявлен в верхней части пласта. Помимо

выщелачивания наблюдается засолонение, интенсивность которого, наоборот, снижается к кровле разреза. Это обуславливает улучшенные коллекторские свойства и подтверждается фактическим распределением пород-коллекторов.

Для преображенского горизонта характерно выдержанное строение (18-22 м). Отложения, преимущественно, представлены доломитами микрофитолитовыми, зернистыми с горизонтально-косослоистыми текстурами. К кровле разреза возрастает количество глинистых горизонтальнослойчатых разностей. Зачастую, породы полностью перекристаллизованы и первичная структура не различима.

В отличие от усть-кутского, преображенский горизонт слабо затронут вторичными изменениями. Для пласта Б12 вторичные преобразования отмечены по всему разрезу с различной интенсивностью. Следует отметить, что выщелачивание наблюдается только в средней и нижней частях пласта, причем оценивается как слабое. Интенсивность засолонения снижается к подошве пласта. Предположительно, в данном интервале разреза засолонением контролируется доля коллектора, так как наблюдается улучшение коллекторские свойств с пористостью более 8 и 10% в приподошвенной части разреза [2].

После обработки данных факторным анализом (метод главных компонент) установлено, что преображенский горизонт менее всего затронут вторичными изменениями, а распределение пористости, в большей степени, контролируется литолого - генетическими разностями [2]. Для усть-кутского горизонта большую роль сыграло выщелачивание, связанное с биогермной постройкой.

Таким образом, на основе полученных данных, оценена степень влияния вторичных процессов на фильтрационно-емкостные свойства пород и подготовлено обоснование для построения актуальной геологической модели с учетом различных типов коллекторов.

Литература:

1. *Гмид Л.П.* Литологические аспекты изучения карбонатных пород-коллекторов. Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2006

2. *Квачко С.К., А.Н. Бибик* Условия формирования карбонатных отложений преображенского и ербогаченского горизонтов в пределах лицензионных участков ОАО «НК «Роснефть» в Иркутской области. Нефтяное хозяйство. 2014

ЭТАПНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ КАЙНОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИСАХАЛИНСКОГО ШЕЛЬФА

В.Ю. Керимов[1], Е.А.Сизиков[1], А.В.Бондарев[1], Н.Б.Кузнецов[1,2], Т.В. Романюк[1,3]

[1] *Российский Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия*

[2] *Геологический институт РАН, Москва, Россия*

[3] *Институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия*

В истории развития осадочного бассейна Присахалинского шельфа реконструируются два этапа, разделенных эпизодом, к которому приурочено структурно-стратиграфическое несогласие. На первом этапе, длившемся в течение эоцена, олигоцена и завершившегося в середине раннего миоцена (в конце уйнинского времени) происходило накопление толщ, нивелировавших отрицательные формы палеорельефа, унаследованные от предыдущей аккреционно-коллизионной стадии развития региона, а также зародившиеся и развивавшиеся в этот период рифтогенные структуры. В это время произошло формирование основных нефтематеринских толщ и нижних коллекторских пород, а также структурных ловушек Мынгинского типа. Второй этап охватывает интервал времени от середины раннего миоцена (от начала дагинского времени) до настоящего времени. На этом этапе происходило общее пострифтовое прогибание бассейна.

Присахалинский шельф, как и большая часть Охотоморского региона характеризуется ярко выраженным двучленным строением верхних уровней земной коры. Нижний структурный уровень фундамент, верхний – чехол. Фундамент Охотоморского региона представляет собой мозаику разнородных палеозойских(?), мезозойских и возможно раннекайнозойских (палеоценовых) блоков, сформированную в начале кайнозоя в результате целой серии последовательно сменяющих друг друга аккреционно-коллизионных процессов [1 и др.]. В кайнозое во всем Охотоморском регионе проявились процессы прогибания и растяжения (местами доходившие до рифтинга) с образованием прогибов, трогов и грабенов. Вещественное выполнение всех структур этого типа представляет собой чехол Охотоморского региона в целом и его Присахалинского района, в частности. С комплексами кайнозойского чехла Присахалинской части Охотоморского региона связаны значительные скопления нефти газа и газоконденсата [2 и др.].

Сбор, систематизация, обобщение и комплексный анализ всей совокупности имеющихся в настоящее время материалов по строению нефтегазоносных комплексов кайнозойского чехла Охотоморского региона в пределах Присахалинского участка шельфа позволил нам, в числе прочего, провести 2D бассейновое моделирование (с использование программного комплекса PetroMod фирмы Шлюмберже). Анализ результатов выполненного бассейнового моделирования позволил обосновать выделение в строении кайнозойского чехла Присахалинского шельфа двух структурных этажей.

На изучаемом участке шельфа поверхность подошвы чехла залегает на глубинах от 3.3-5.0 км на поднятиях и до 10 км в прогибах. Структура поверхности фундамента

характеризуется наличием глубоких прогибов и поднятий, унаследованных от предыдущей аккреционно-коллизионной стадии развития региона.

В пределах разномасштабных отрицательных морфоструктур (депрессий) поверхности фундамента на ней с резким структурным несогласием залегают базальные уровни кайнозойского чехла, охватывающие стратиграфический диапазон, включающий верхнюю часть люкаминского горизонта, мачигарский, даехуриинский и уйнинский горизонты. Более молодые образования, охватывающие стратиграфический диапазон от середины нижнего миоцена и до современных (снизу вверх – дагинский, окобыкайский, нутовский и помырский горизонты), с параллельным или географическим несогласием залегают на более древних толщах кайнозойского чехла, а местами – с резким структурным несогласием на эрозионной поверхности фундамента. Таким образом, в строении кайнозойского чехла на Присахалинском шельфе по характеру распространения и взаимоотношения с подстилающими образованиями, отчетливо выделяется два комплекса, занимающих разное структурное положение. Нижний из них выполняет депрессии палеорельефа, а верхних – характеризуется площадным распространением (Рисунок). Мы предлагаем выделять их как нижний и верхний структурный этаж кайнозойского чехла, соответственно.

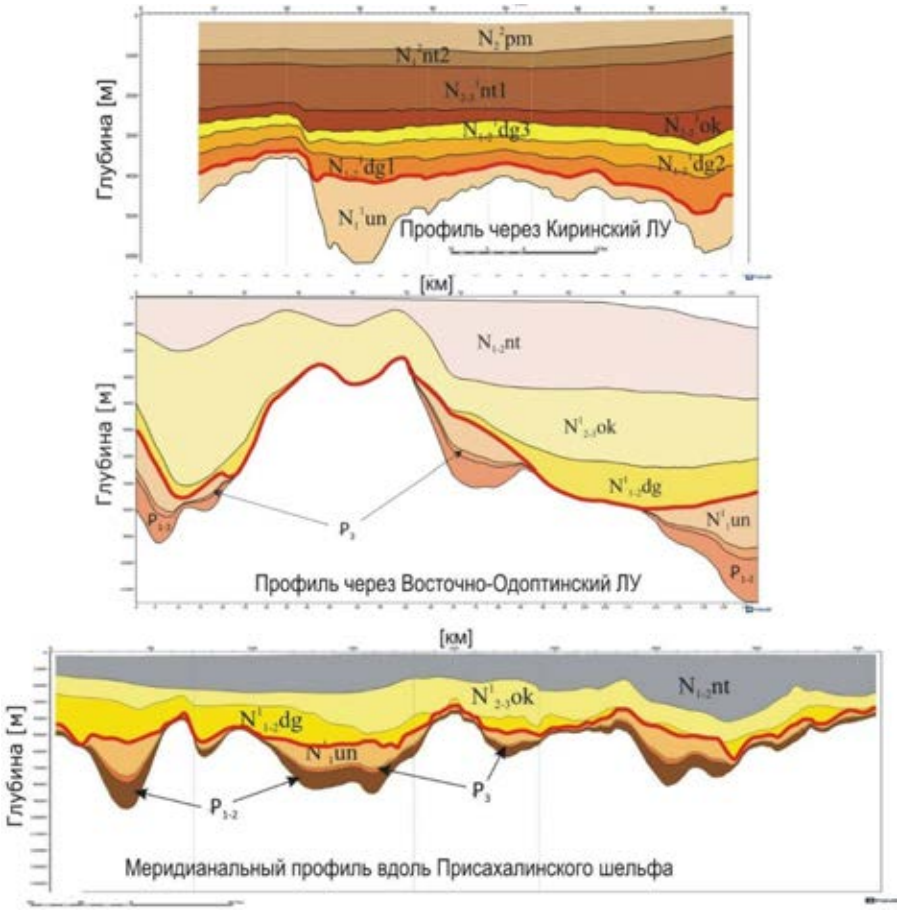


Рисунок 1 - Профили, иллюстрирующие строение кайнозойского чехла Присахалинского шельфа

На всех профилях красной жирной линией показана граница (структурно-стратиграфическое несогласие) между нижним (палеоген-нижнемиоценовым) и верхним (нижнемиоцен-четвертичным) структурными этажами (ярусами) чехла в районе Присахалинского шельфа.

Символы в индексах толщ – названия региональных стратиграфических горизонтов: un – уньинский; dg – дагинский; ok – окобыкайский; nt – нутовский; pm – помырский.

Нефтегазогеологические особенности строения нижнего структурного этажа

Эоценовая часть разреза нижнего структурного этажа (люкаминская и ратмановская свиты) представлена тонким переслаиванием черных (высокоуглеродистых) алевро-аргиллитов и плитчатых песчаников с обильными растительными остатками, расслоенными прослоями углистых аргиллитов и углей и представляет собой довольно широко распространенный уровень нефтематеринских пород углистого типа. Залегающие выше олигоценовые породы (мутновская, терешкинская и пиленгская свиты) представлены аргиллитами, слабокремнистыми алевролитами, кремнистыми аргиллитами, опоковидными силицитами и халцедонитами, которые при определенных условиях могут обладать повышенной трещиноватостью и представлять собой трещинный или порово-трещинный тип коллектора, а отложения богатые Диатомитовыми водорослями рассматриваются как основные нефтегенерирующие для этого комплекса. Верхи разреза нижнего структурного этажа представлены отложениями нижнемиоценового уйнинского горизонта (>350 м), в строении которого доминируют глинистые породы, представляющие собой флюидоупор.

Нефтегазогеологические особенности строения верхнего структурного этажа

Породы дагинского горизонта характеризуются, как высокой долей участия в них высокоуглеродистых угленосных образований, так и хорошими песчаными коллекторами, особенно в верхней части горизонта. Разрез окобыкайского горизонта образован в основном глинами и алевролитами, расслоенными песчаными пластами различной мощности, и представляет собой главный субрегиональный флюидоупор, перекрывающий разрез дагинской свиты, содержащей залежи нефти и газа на Присахалинском шельфе и Сахалине. Нутовский горизонт, характеризуется сложной фациальной изменчивостью в виду предполагаемого мигрирования дельт различных рек и содержат как хорошие коллектора так и покрышки. Самые верхние урони разреза верхнего структурного яруса – помырский горизонт и четвертичные отложения – имеют низкий уровень катагенеза и могут содержать лишь эпигенетические УВ.

Исследования выполнены при финансовой поддержке МОН РФ (грант 2330).

Литература:

1. *Гранник В.М.* Восточно-Сахалинская островодужная система Охотоморского региона // Литосфера. 2013. №1. С.36-51.

2. *Маргулис Е.В*. Нефтегеологическое районирование и оценка нефтегазовых ресурсов Дальневосточных морей // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. Т.4. № 2. //http:ngtp.ru/5/23_2009.

О ФОРМИРОВАНИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДНЫХ ФЛЮИДОВ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

О.Е. Киквадзе

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: bolik2000@mail.ru

В грязевулканических газоводных флюидах нефтегазоносных провинций Кавказского региона на основании изучения химического состава их фаз и изотопного состава H_2O установлена гетерогенность их солевой нагрузки.

Грязевой вулканизм – поверхностное проявление процессов, идущих в недрах осадочных бассейнов, включая взаимодействие вода–порода, уплотнение осадочных толщ, преобразование органического вещества, изменение P-T условий и т.д. Его продуктами являются глинистые брекчии, илистая пульпа и газоводные флюиды (ГВФ). Эти флюиды состоят из компонентов разного рода – растворителя (H_2O), растворенных солей и газов, и каждый из этих компонентов, даже одной и той же природы, может иметь свое происхождение. Поэтому историю и условия образования таких флюидов можно выяснить только комплексным изучением их химического и изотопного состава. Такой подход был реализован нами в Кавказском регионе, где давно известны проявления грязевого вулканизма в Керченско-Таманской и Южно-Каспийской провинциях (КТП и ЮКП, соответственно).

С этой целью исследователями ГИН РАН с участием автора с 2001 по 2010 было опробован 21 вулкан в КТП и 35 в ЮКП, на которых было отобрано более 200 образцов водной и газовой фаз ГВФ. Полученные данные частично были опубликованы [1,2,4,5]. Повторное опробование некоторых вулканов в разные годы показало малую изменчивость их геохимических характеристик.

Большей частью грязевулканические воды обеих провинций принадлежат к Cl/Na, Cl-HCO_3/Na и HCO_3-Cl/Na типам (рис. 1абвг). В среднем, общая минерализация ГВФ на отдельных вулканах КТП варьирует в диапазоне (0,55 - 28,4) г/л и равна 13,3 г/л, а в ЮКП от

8,2 до 35,2-40,2 г/л (среднее 17,5 г/л) и только на одном вулкане в этой провинции достигла 75,2 г/л (с ней среднее 19,5 г/л) (рис. 1де).

Концентрация Cl^--иона в водах грязевых вулканов всегда прямо пропорциональна их общей минерализации (рис. 2аб). Но по его содержанию воды большинства проб преснее морской воды. По-видимому, седиментационные воды Индоло-Кубанского бассейна и Куринской депрессии с высокой (первоначально «морской») соленостью были разбавлены пресной водой в 3-5 и 1,5-3 раз, соответственно. Это согласуется с моделью развития грязевого вулканизма как следствия процесса иллитизации смектита, который сопровождается выделением в поровое пространство пород значительных объемов маломинерализованных кристаллизационных вод. К аналогичным результатам может привести участие в формировании грязевулканических флюидов конденсационной воды, что предполагается некоторыми исследователями [3].

Содержание второго по значимости аниона HCO_3^- в грязевулканических водах КТП меняется от ~270 до 6700 мг/л, составляя в среднем 3320 мг/л (по 21 вулкану). Между ним и величиной минерализации никакого значимого тренда в КТП не обнаружено (рис. 2в). Повышенные концентрации HCO_3^- здесь типичны для сальз, из которых выделяются газы с высоким содержанием CO_2. Поэтому появление HCO_3^- в растворе кажется связанным с составом сопутствующей газовой фазы. Зато в ЮКП, где содержание HCO_3^- варьирует от 107 мг/л до 8104 мг/л и в среднем составляет 3170 мг/л, между ним и величиной минерализации обнаружена значимая отрицательная корреляция (рис. 2г). Она указывает на разные источники Cl^- и HCO_3^--ионов в ГВФ.

Сделанное выше предположение о связи «растворенного углерода» с поступлением во флюиды углекислоты может быть проверено сопоставлением концентрации HCO_3^--иона с концентрацией CO_2 в выделяющейся из них газовой фазе. Однако в образцах из КТП при исключении вулкана Карабетова гора никакого значимого тренда не видно (рис. 3а). Но в ЮКП между сравниваемыми параметрами отчетливо проявлена статистически значимая положительная корреляционная связь, которую и следовало ожидать из вышеуказанного предположения (рис. 3б). Кроме этого, вышеуказанное предположение поддерживается и положительной в обоих регионах связью содержания HCO_3^--иона с изотопным составом кислорода в ГВФ (рис. 4аб).

Теоретически все обнаруженные геохимические зависимости (см. рис. 3, 4) могут отражать как смешение вод различных химических типов, например, Cl/Na и HCO_3/Na, так и эволюцию флюидных систем в пластовых условиях.

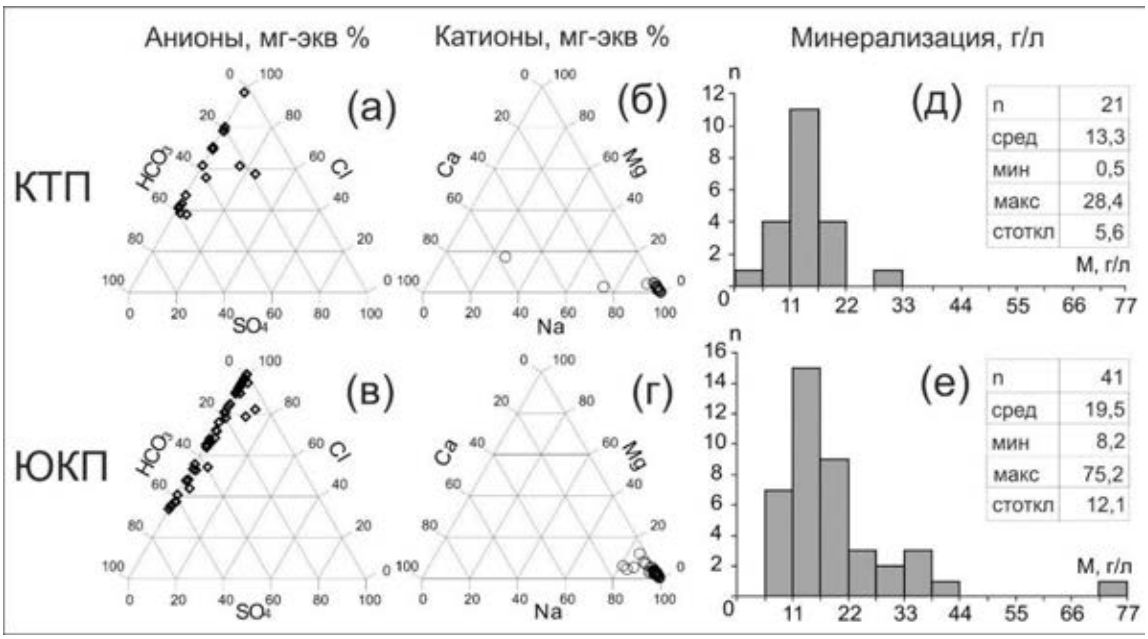


Рисунок 1 - Химический состав и общая минерализация грязевулканических вод Кавказского региона

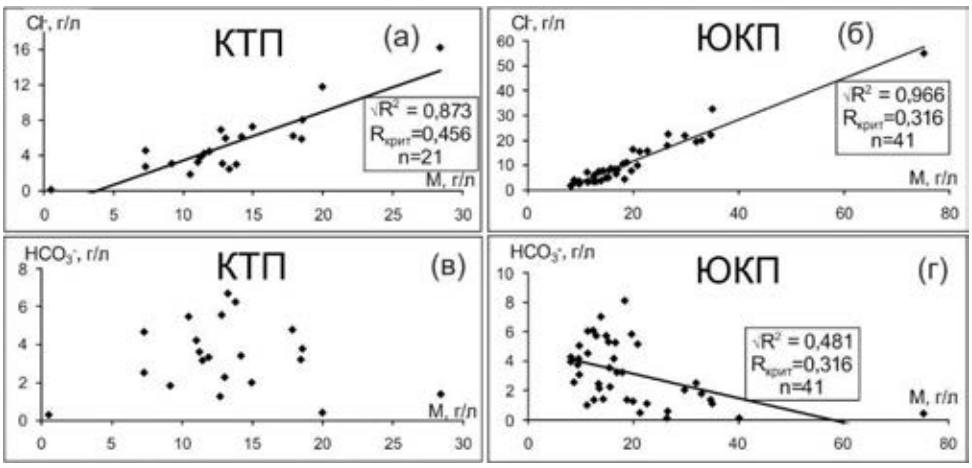


Рисунок 2 - Соотношение минерализации грязевулканических вод с содержанием Cl^- (а, б) и HCO_3^- (в, г). Прямые – линии статистически значимых трендов

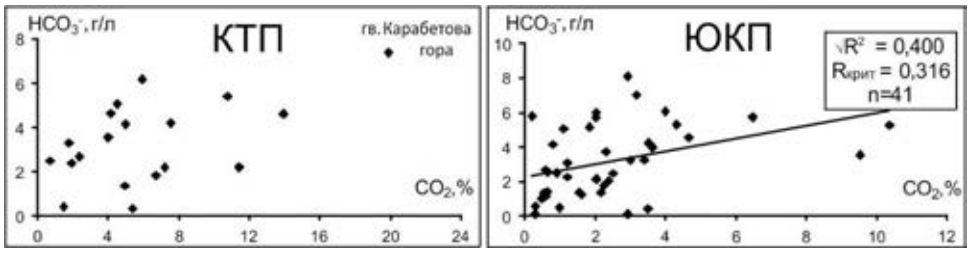


Рисунок 3 - Соотношение концентрации HCO_3^--иона в грязевулканических водах КТП (а) и ЮКП (б) с концентрацией CO_2 в выделяющейся из них газовой фазе. Прямые – линии статистически значимых трендов

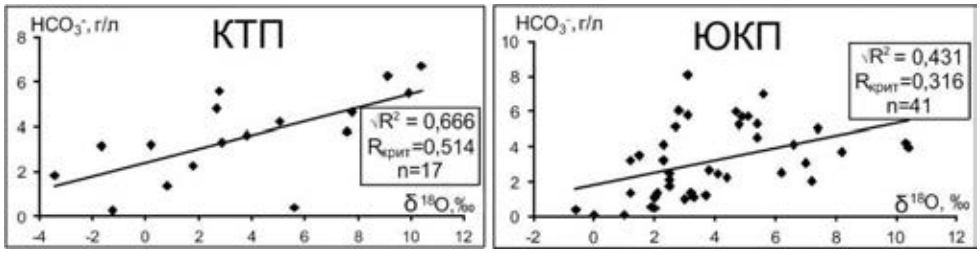


Рисунок 4 - Связь [HCO_3^-] с величиной $\delta^{18}O_{H2O}$ в грязевулканических водах КТП (а) и ЮКП (б)

Литература:

1. Киквадзе О.Е., Лаврушин В.Ю., Покровский Б.Г., Поляк Б.Г. Происхождение изотопно-тяжелой углекислоты в грязевулканических системах Тамани // «Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды…» (М-лы Всероссийской конф., 18-22 октября 2010 г., Москва ИПНГ РАН), М.:ГЕОС, 2010. С. 212-215.

2. Киквадзе О.Е., Лаврушин В.Ю., Покровский Б.Г., Поляк Б.Г. Изотопный и химический состав грязевулканических газов Таманского полуострова и проблемы их генезиса // Литология и полезные ископаемые, 2014. № 6, 525-538.

3. Коллодий В.В. Природа и условия формирования вод грязевых вулканов // Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. Киев: Наукова думка, 1971. С. 317–339.

4. Лаврушин В.Ю., Гулиев И.С., Киквадзе О.Е., Алиев Ад. А., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г. Воды грязевых вулканов Азербайджана: изотопно-химические особенности и условия формирования // Литология и полезные ископаемые, 2015. № 1. С. 1-27.

5. Лаврушин В.Ю., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. Изотопный состав кислорода и водорода вод грязевых вулканов Тамани (Россия) и Кахетии (Восточная Грузия) // Литология и полезные ископаемые, 2005. № 2. С. 143–158.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ИЗ АЛАБАНДИНОВЫХ РУД ЭНДОГЕННОГО ВЫСОКОГОРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕТЕРОГЕННОГО ИСТОЧНИКА УГЛЕРОДА ПРИ ВОЗМОЖНОМ ФОРМИРОВАНИИ НЕТРАДИЦИОННЫХ ИСТОЧНИКОВ НЕФТЕ- И ГАЗООБРАЗОВАНИЯ

Кокин А.В. [1], Силаев В.И. [2], Прокопов Н.С. [3]

1.Южно-Российский институт управления РАНХ и ГС. г.Ростов-на-Дону, e-mail: alex@avkokin.ru

2.Института геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

3.НИИ физической и органической химии ЮФУ, г. Ростов-на-Дону

Исследован химический состав пиролизата при нагревании и вакуумной декрепитации включений алабандиновых руд до температуры 300 — 400°С из эндогенного индий-марганцевого месторождения

Высокогорного в Восточной Якутии. Из флюидной фазы руд выделен метан и его гомологи, а также органическое вещество с гетерогенным изотопным составом углерода и азота ($\delta^{13}C$ от -21,70 до -24,33 ‰ PDB, $\delta^{15}N$,‰ атм. от 0,98 до -1,26), а из флюидной фазы карбонатов руд — изотопный состав углерода и кислорода ($\delta^{13}C$,‰ PDB от -10,6 до -8,1, $\delta^{15}O$, SMOW от 7,7 до 13,2). Наличие в составе эндогенных руд метана, его гомологов и органического вещества может указывать на возможность образования нефти и газа с участием глубинного органического вещества и вмещающих пород поздней перми.

Уникальное по минералогическому составу индий-марганцевое месторождение алабандиновых руд Высокогорное в Восточной Якутии [1] располагается в зоне влияния субмеридионального глубинного разлома среди терригенной чёрносланцевой толщи поздней перми и вулканитов охотского вулканогенного пояса. Представляет собой серию крутопадающих и протяжённых (до 1 км и более) массивных сульфидных жил мощностью от 0,5 до 2,0 м и жильных зон с алабандиновой (до 98% по массе от минерального состава жил), троилит-пирит-пирротин-галенит-сфалеритовой (до 1 — 2%), сульфоантимонитовой минерализацией серебра, олова, индия (до 1%), кварца и марганцевых карбонатов — до 1%, и с единичными обособлениями твердофазного органического вещества. В составе ксенолитов руд отмечаются обломки метасоматитов вмещающих пород преимущественно глинистых сланцев. Геолого-геохимические основания участия вещества вмещающих осадочных пород при формировании руд месторождения заключаются в наличии в них надкларковых концентраций марганца, серы, а глубинных источников — наличие в рудах троилита и примесей в них редких земель и благородных металлов.

Из алабандиновых руд разного состава (таблица 1 — 3) путём их декрепитации в вакууме при прогреве до 400ºС из пиролизата выделена флюидная фаза с наличием в ней метана, его гомологов, азота, кислорода, сернистого газа, сероводорода. На основе изучения изотопного состава углерода, азота, кислорода устанавливается их гетерогенный состав, указывающий также на возможность участия в рудообразовании не только глубинного вещества и углеводородов, но и вмещающих пермских пород, содержащих до 1,5% Сорг.

Таблица 1. Химический состав пиролизата при нагревании алабандина до температуры 300–400°С, мг/л

Проба	T °C	N_2	CO	CO_2	H_2O	H_2S	SO_2	CH_4	C_2H_6	Сумма	% H_2O
АЛБ-1	20–300	Не обн.	0.82	12.61	5840	0.12	19.98	0.06	Не обн.	5873.59	99.43
«	20–400	«	1.92	86.92	12837	0.21	Не опр.	0.019	0.011	12926.08	99.31
АЛБ-2	20–300	0.17	0.12	9.33	778	0.17	4.49	0.006	0.001	792.29	98.20
«	20–400	Не обн.	0.40	14.07	272	0.20	14.00	0.008	0.002	300.77	90.43
АЛБ-3	20–300	0.23	0.15	7.43	485	0.04	6.67	0.003	0.001	499.52	97.09
АЛБ-4	20–300	0.22	0.18	13.84	1219	0.49	13.41	0.005	0.001	1247.15	97.74
«	20–400	0.05	0.53	21.00	443	0.05	94.98	0.004	0.001	559.62	79.16
АЛБ–5	20–300	Не обн.	Не обн.	6.37	551	0.05	10.54	0.002	Не обн.	567.96	97.01
«	20–400	0.17	0.26	15.94	461	0.05	92.27	0.005	«	569.70	80.92

Примечание: Анализы выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик С. Н. Шанина) и продублированы в НИИ физической и органической химии ЮФУ Прокоповым Н.С. на газовом хроматографе «Цвет-800», соединенным с пиролитической приставкой. В отдельных образцах алабандиновых руд Н.С. Прокоповым установлен метан от 0,31 до 1,48%.

Таблица 2. Результаты определения изотопного состава углерода и кислорода в углеродистом веществе алабандиновых руд

Проба	MnO, мас. %	Сорг, мас. %	Навеска, мкг	Интенсивность CO_2, mV	$\delta^{13}C$,‰ PDB	$\delta^{15}N$,‰ атм.
Алб–2	77.26	0.15	1020	500	–23.14	0.91
Алб–3	81.47	0.28	672	200	–24.33	–1.26
Алб–4	77.09	0.66	985	200	–21.70	–1.0
Алб–5	71.04	0.81	882	300	–22.88	0.98

Примечание: анализы выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН старшим научным сотрудником, к. г.- м. н. С. Н. Шаниной на газовом хроматографе «Цвет-800», соединенным с пиролитической приставкой.

Таблица 3. Изотопный состав углерода и кислорода из карбонатов алабандиновых руд

Проба	$\delta^{13}C$,‰ PDB	$\delta^{15}O$, SMOW
Алб – 2	– 9,2	8,4
Алб – 4 – 1	– 8,2	13,2
Алб – 4 – 2	– 9,1	9,6
Алб – 4 – 3	– 10,6	7,9
Алб – 5 – 1	– 9,3	7,7
Алб – 5 – 2	– 8,4	10,4

Полученные минералогические, геолого-геохимические данные дают основание предполагать участие эндогенных флюидов при образовании нефти и природного газа на основе постоянной дегазации глубинных частей как земной коры, так и подкорового вещества, участвующих в том числе и при формировании рудных месторождений.

Литература:

1.*Кокин А.В., Силаев В.И., Батурин А.Л. Алабандин* Якутии — новый минеральный тип промышленного оруденения марганца.-Ростов-н/Д: ЗАО «Ростиздат», 2011.-208с.

2.*Силаев В.И., Хазов А.Ф*. Изотопное диспропорционирование карбонатного углерода в процессах гипергенно-экзогенной перегруппировки вещества земной коры// Программы фундаментальных исследований Российской академии наук.- Сыктывкар: Геопринт,2003.-41с.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НИЖНЕВЕНДСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Е.С. Коновальцева

РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, Москва, e-mail: ekonovalceva@yandex.ru

В работе изложены результаты литологических исследований нижневендских отложений восточного склона Непско-Ботуобинского антеклизы, которые представлены комплексом терригенных, карбонатных и сульфатно-карбонатных литотипов, слагающих породные ассоциации, образующие циклические последовательности. Формирование отложений нижнего венда происходило в период резких климатических изменений от гляциальных к аридным в условиях трансформации континентальных обстановок в прибрежно-морские. Было выявлено, что максимальные значения фильтрационно-емкостных свойств связаны с гравийной, гравийно-песчаной и песчаной породными ассоциациями. Морфометрические и петрофизические характеристики их пустотного пространства определяются гидродинамикой среды осадконакопления, а также интенсивностью и стадийностью аутигенного минералообразования. Наиболее благоприятными зонами для развития пород-коллекторов в нижневендских нефтегазоносных отложениях являются области распространения потоковых фаций. Коллектора с лучшими фильтрационно-емкостными свойствами приурочены к участкам, наиболее удаленным от разрывных нарушений.

На территории Сибирской платформы основная часть запасов углеводородов сосредоточена в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы, где открыт ряд крупных месторождений нефти и газа: Аянское, Верхнечонское, Даниловское, Дулисьменское, Ярактинское и др. Вместе с тем к настоящему времени изученность этого региона является весьма неравномерной и в целом относительно низкой. Открытие новых значительных по запасам месторождений осложняется отсутствием традиционных структурных ловушек и ведущей ролью литологического фактора в размещении залежей УВ. Освоение уже выявленных запасов УВ в регионе сопряжено с литологической неоднородностью продуктивных пластов, которая определяется фациальной изменчивостью отложений и их интенсивной преобразованностью вторичными процессами. В связи с этим особую актуальность приобретает фациально-палеогеографические реконструкции и исследования структурно-вещественных характеристик отложений нижнего венда, слагающих природные резервуары Непско-Ботуобинской антеклизы.

В связи с этим, целью исследований является выявление условий формирования и закономерностей развития пород-коллекторов нижневендских нефтегазоносных отложений в пределах восточного склона Непско-Ботуобинской антеклизы.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

- литологическая характеристика отложений нижнего венда;
- выявление закономерностей строения и распространения отложений нижнего венда;
- реконструкция условий формирования нижневендских отложений;
- стадиальный анализ и структурно-вещественная характеристика пород-коллекторов нижневендских отложений;
- прогноз свойств и зон развития пород-коллекторов нижневендских терригенных отложений.

Для решения поставленных задач применялся широкий комплекс разномасштабных литологических, петрофизических и геофизических исследований, таких как: изучение текстуры, структуры и минерального состава пород, структуры пустотного пространства пород-коллекторов методами оптической и растровой электронной микроскопии, микрозондового анализа, рентгеновской томографии, дифрактометрии, результаты интерпретации данных геофизических исследований скважин (ГИС) и сейсморазведки, циклостратиграфический и литофациальный анализы. В основу работы положены данные ГИС более чем по 100 скважинам, из которых 30 охарактеризованы керновым материалом в объеме около 2800м, геолого-промысловые данные, обширный

литературный и фондовый материал по проблемам нефтегазоносности Сибирской платформы. Автором исследовано более 2000 образцов пород.

В изучаемых отложениях были выделены парагенетические породные ассоциации (ПА), слагающие нижневендский терригенный комплекс, сформированные в определенных гидродинамических условиях среды осадконакопления. Выявлены минералы, определяющие аномально высокие значения естественной радиоактивности нижневендских продуктивных отложений. Проведено литофациальное районирование нижневендского осадочного бассейна с позиций представлений о постгляциальных обстановках континентального осадконакопления и резких климатических изменениях ранневендского времени. Выявлены стадиальные изменения аутигеннаго минералообразования и установлены закономерности проявления вторичных процессов в продуктивных нижневендских отложениях.

Выделение ПА, отвечающих разрешающей способности ГИС, позволило провести литологическую интерпретацию данных ГИС, путем решения обратной литологической задачи. Проведенное литофациальное моделирование позволило прогнозировать зоны, наиболее благоприятные для формирования пород-коллекторов. Прогноз структурно-вещественных характеристик пород-коллекторов нижневендских отложений, выявление их латеральных и вертикальных закономерностей распространения позволили уточнить геологические модели ряда месторождений.

ЧЕРНЫЕ ГЛИНЫ НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ В ОКЕАНАХ ПАЛЕОЗОЯ И РАННЕГО МЕЗОЗОЯ

А.И.Конюхов

Геологический факультет; МГУ, Москва, e-mail: konyuhov@geol.msu.ru

Особенности распространения черных глин в разрезах многих нефтегазоносных бассейнов свидетельствуют о цикличном характере климатических изменений на протяжении палеозоя и раннего мезозоя. Продолжительность отдельных циклов, включающих длительную фазу господства жаркого климата и более короткую фазу похолодания, завершающую цикл, составляла около 47 млн лет. Два таких цикла завершились оледенением, другие – менее масштабным разрастанием ледового покрова Гондваны.

В венде и на протяжении большей части палеозоя, вплоть до позднего карбона, палеогеография нашей планеты определялась существованием Гондваны – обширного материка, располагавшегося в низких и умеренных широтах Южного полушария. Ее перемещение к экватору и объединение с другими, более мелкими континентами привело к образованию суперматерика Пангея, положение которого вблизи экватора на протяжении более 150 млн лет, вплоть до распада в конце юрского - начале мелового периодов,

предопределило преобладание весьма специфических климатических условий не только на суше, но зачастую и в окружающих океанических бассейнах.

В палеозое эпохи господства жаркого гумидного климата сменялись более короткими интервалами времени, которые были отмечены резким похолоданием во многих регионах мира. Эти флуктуации сопровождались значительным снижением уровня морских вод.. Особенности распространения черных глин и других отложений, обогащенных органическим веществом (ОВ), в палеозойских разрезах свидетельствуют о цикличном характере климатических изменений на протяжении всего палеозоя.. В эпохи преобладания теплого климата (“hot house”) и высокого уровня морских вод накопление черных глин происходило не только в шельфовых зонах, но также в глубоко вдававшихся в сушу заливах и эпиконтинентальных морских водоемах. В среднекембрийскую эпоху основные области их аккумуляции были приурочены к окраинам материков в океане Япетус (свиты Элам в Балтийском регионе, Конасога – в Аппалачском бассейне США и др.) и Центрально-Азиатском океане (оленекские богхеды Сибири, черные глины в бассейне Тарим Северного Китая и др.). Обогащенные сапропелевой органикой осадки отлагались в периферийных районах Гондваны: во впадинах Арафура, Амадеус и Оффисер в центре Австралии (свита Каррент Буш) и на плите Янцзы в Южном Китае (свита Кюсидон). При снижении уровня моря в позднем кембрии ареалы накопления черных глин сильно сократились. Теперь они накапливались в погруженных частях шельфов и в осевых зонах передовых прогибов, где господствовали аноксические условия. Следствием этих изменений стало вымирание нескольких групп трилобитов, обитавших в мелководных зонах.

В следующем цикле резкое похолодание, начавшееся в конце катианского века, закончилось оледенением, которым были охвачены центральные районы Гондваны. Оно привело к катастрофическим последствиям – вымиранию большей части морских организмов, и среди них многочисленных групп граптолитов, конодонтов и др. Таяние ледников в конце ордовика сопровождалось беспрецедентным распространением на окраинах материков в Панталассе и океане Рейкум осадков, обогащенных органикой и остатками граптолитов. Граптолитовые сланцы в составе рудданского и вышележащих горизонтов нижнего силура присутствуют на многих окраинах палеозойских материков: Гондваны, Балтики, Лаврентии и Сибири. Они генерировали углеводороды, которыми сформированы залежи нефти в Алжире, Ливии, Персидском заливе и других регионах.

Силурийский период был едва ли не самым теплым в палеозое. Самый резкий подъем уровня морских вод, пришедшийся на его середину, сопровождался повышением биопродуктивности во многих морских водоемах, а также формированием латеритных кор выветривания. Все это позволяет говорить о тепличном эффекте (режим “hot house”),

установившемся на нашей планете в венлокское и отчасти лудловское время. Во многих шельфовых и окраинных бассейнах того времени снова стали накапливаться граптолитовые сланцы. В отличие от рудданских аналогов в этих образованиях не встречаются конкреции и включения, сложенные кремнеземом, однако они содержат каолинит, алунит и пирофиллит – продукты латеритного выветривания.

Граптолитовые сланцы, хотя и в меньшем объеме, продолжали аккумулироваться на окраинах материков в пржидольском и лохловском веках. Как и в рудданских аналогах в этих породах присутствует кремнистый материал, обычно в виде конкреций, что является признаком похолодания, начавшегося в конце силура и усиливавшегося в раннем девоне. С ним было связано вымирание граптолитов и снижения уровня морских вод. Ареалы формирования черных глин, которые были обогащены остатками тентакулитов, снова переместились в глубоководные зоны. Об этом свидетельствует изучение черных глин позднепражского и раннеэмсского возраста (свита Тимах Тасох) в Таиланде, где они находятся в составе аккреционной призмы, сложенной фрагментами дна океана Палеотетис.

Позднедевонская эпоха ознаменовалась глобальным потеплением и широким распространением осадков с высоким содержанием ОВ. Их аккумуляция достигла пика во франское время. На Северо-Американском континенте черные глины морского генезиса представлены свитами Марселлус, Масква, Оттер Парк, Антрим, Дювернэ, Нью Олбани и Вудфорд (общая площадь распространения более 1,5 млн км^2). В Евразии их аналогами являются доманикиты и доманикоиды в разрезах Волго-Уральского и Тимано-Печорского бассейнов. На окраинах Гондваны в позднем девоне также накапливались черные глины. В предгорьях Аргентинских и Боливийских Анд это глины Лос Монос, в Амазонии - глины Жаниатуба. в бассейне Гвинейского залива – породы свиты Тобакуба.

Похолодание, известное как Хангенбергское событие, началось в конце фаменского века. Оно сопровождалось расширением площади ледового покрова в западном секторах Гондваны. Это событие синхронизируется со резким сдвигом изотопных отношений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$, который фиксируется ниже официально признанной границы девона и карбона. Карбонатные отложения, которые на протяжении большей части фамена формировались в бассейнах Западной Европы и Северной Африки (Марокканская Мезета и Антиатлас), сменились черными глинами, получившими название хангенбергских черных глин (HBS).

С Хангенбергским событием на границе девона и карбона связано масштабное вымирание, затронувшее около 45% родов и 20% семейств организмов, обитавших в позднедевонских океанах. Пелагические и гемипелагические сообщества пострадали сильнее в сравнении с фауной, обитавшей в неритовых обстановках. В немалой степени массовое вымирание было вызвано резким, до 100 м падением уровня морских вод. Об этом

свидетельствуют разрезы в Рейнских Сланцевых горах (Германия). Основными ареалами аккумуляции черных глин позднефаменско-раннетурнейского возраста были глубоководные зоны континентальных окраин и передовые прогибы. Нефтематеринские породы, сформировавшиеся в это время развиты в Западно-Канадском и Уиллистонском бассейнах Северной Америки (свиты Баккен, Банфф и др.),, а также в Иране и Южном Китае.

Впрочем, самое катастрофическое вымирание, которое только среди морских беспозвоночных привело, согласно Пейну и Клакхему [2012], к исчезновению 79% родов произошло позднее, на рубеже перми и триаса после образования суперматерика Пангея. Главная фаза этого массового вымирания синхронизируется с резко выраженным потеплением климата. Оно проявилось в резко выраженном сдвиге изотопных отношений δ $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$, фиксируемом в карбонатах и ОВ черных глин, которые на рубеже перми и триаса перестали накапливаться в пределах континентального блока и аккумулировались в глубоководных зонах: на подводных склонах и абиссальных равнинах Панталассы. Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том, что в эпохи масштабных климатических флуктуаций черные глины переставали осаждаться в мелководно-морских обстановках, и областями их аккумуляции становились глубоководные зоны, где в это время господствовали аноксические условия.

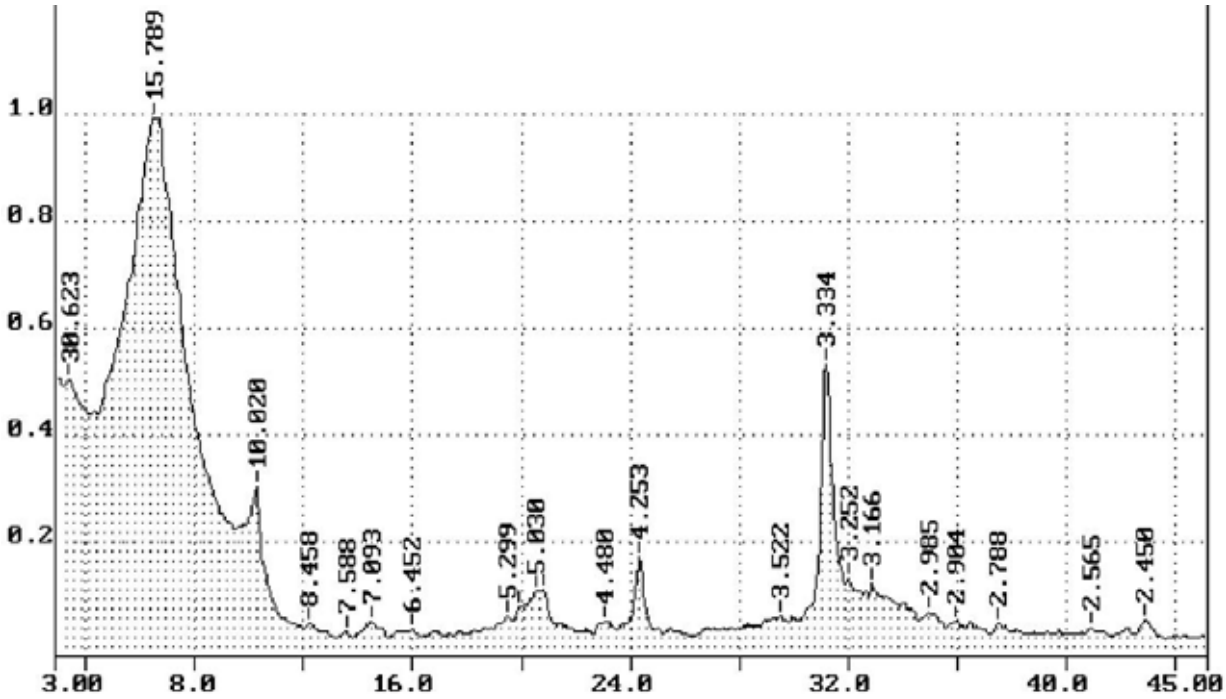


Рисунок 1 - Дифрактограмма глинистой фракции песчаника из разреза апт-альбских отложений

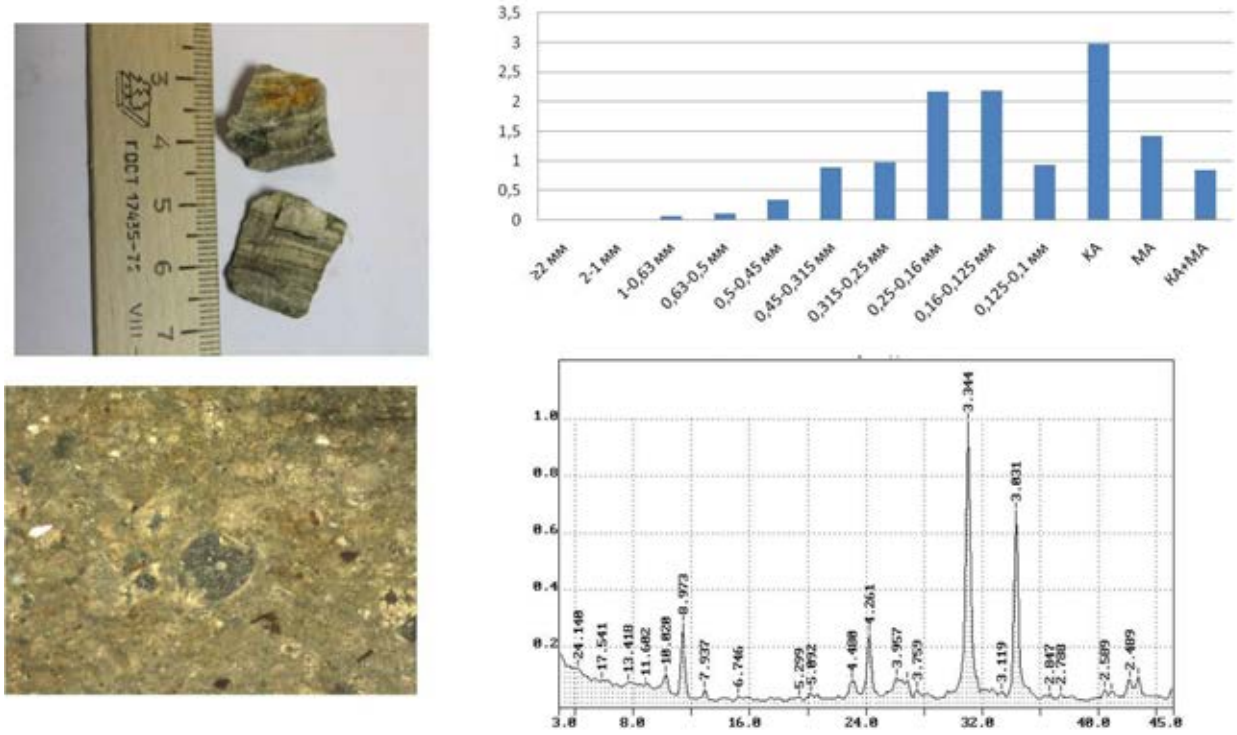


Рисунок 2 - Минеральный и гранулометрический состав палеоценовых песчаников

ПЕТРОГЕННАЯ ВОДА, ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС И МИГРАЦИЯ НЕФТИ В ТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВИЗИРОВАННОМ ПОГРЕБЕННОМ КОНТИНЕНТАЛЬНОМ РИФТЕ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

А.Д. Коробов, Л.А. Коробова, А.Т. Колотухин, В.М. Мухин

СГУ, Саратов, e-mail: korobad@yandex.ru

Установлено, что при конвективном тепломассопереносе в районе Красноленинского свода (Западная Сибирь) режим пульсирующего бокового давления способствовал лавинообразному выделению в свободное состояние межслоевой воды из верхнеюрско-нижнемеловых смектитов в процессе их гидрослюдизации. Возрождённая (петрогенная) вода составляла основу образующихся гидротермальных растворов, ответственных за процессы ультракислотного выщелачивания, метасоматоза, генерацию и миграцию углеводородов.

Характер эпигенетических изменений пород фундамента (переходного комплекса) и чехла Западно-Сибирской плиты контролируется разрывными нарушениями и определяется вспышками гидротермальной деятельности, которая сопровождала периоды тектонической перестройки региона. При тектонической активизации эпицентры гидротермальных процессов были сосредоточены в погребенных рифтах и надрифтовых желобах, в изолированных впадинах и осадочных толщах, их перекрывающих (Коробов и др., 2004).

Так, специальные исследования (Абдуллин, 1991; Зубков и др., 1991) показали, что в Красноленинском районе, где расположено Талинское месторождение, в изолированных (локальных) впадинах триасовые риолиты рогожниковской свиты и перекрывающие пласты $ЮК_{10-11}$ шеркалинской пачки (верхний лейас) испытали сернокислотное выщелачивание с возникновением вторичных кварцитов – нефтенасыщенных новообразованных коллекторов. Образовавшиеся при этом вторичные коллекторы представляют собой диккит-каолинит-кварцевые (кварц-диккит-каолинитовые) метасоматиты со сложно построенным пустотным пространством и широким развитием крупных пор и каверн, возникших за счёт интенсивного выщелачивания. Причём на участках максимального растворения в нефтенасыщенных пластах $ЮК_{10-11}$ Талинского месторождения возникали необычные морфологически очень сложного строения пустоты явно коррозионной природы. Они обладают структурой, которая принципиально отличается от традиционной структуры порового пространства продуктивных терригенных коллекторов.

По мнению Ф.Е.Лукина и О.М.Гарипова (1994), это является наглядным подтверждением ведущей роли высоконапорных (активное выщелачивание за счет прокачивания больших объёмов воды) и высокоэнтальпийных (развитие метасоматоза) растворов в формировании нефтенасыщенных коллекторов шеркалинской пачки. Р.А.Абдуллин (1991) относит их к категории вторичных суперколлекторов.

Возникает вопрос: откуда взяться такому количеству воды в захоронённых осадочных толщах, чтобы сформировать вторичные суперколлекторы по песчаникам и гравелитам? В.И.Дюнин (2000) справедливо считает, что инфильтрационные и элизионные процессы, сопровождающие литогенез погружения с его кондуктивным теплопереносом, не в состоянии с этим справиться. Поэтому он, как Ф.Е.Лукин и О.М.Гарипов (1994), утверждает, что в условиях Западной Сибири такая вода имеет глубинный (мантийный) источник. Однако это противоречит изотопным и геохимическим наблюдениям, проведённым в областях с различными геодинамическими режимами. Так, например, доля магматических флюидов в водном балансе современных островодужных гидротермальных систем (Курилы, Камчатка) обычно не превышает 10% (Кононов, 1983). Что касается рифтогенных обстановок (Западная Сибирь), то там мантийные расплавы вообще являются практически «сухими» в отношении воды (Сорохтин, 1979). Из летучих здесь отмечаются, главным образом, углекислый газ, инертные газы, метан, водород.

В последнее время появляется всё больше данных о том, что в седиментационных бассейнах с погребённым континентальным рифтом (Западная Сибирь) тектоническая активизация сопровождалась появлением глубинных тепловых потоков (флюидов). Они лежат в основе конвективного тепломассопереноса, который проявлялся в резком

возрастании температуры и протекал в режиме пульсирующего бокового и гравитационного давления на фоне кондуктивного теплопереноса (Коробов, Коробова, 2011).

Если в осадочных породах находились минералы, содержащие воду, одним из следствий воздействия на них горячих флюидов в обстановке меняющегося давления является их обезвоживание. Условия отделения воды, прежде всего при конвективном тепломассопереносе, и возможное её присутствие уже в несвязанном состоянии в порах, кавернах и микротрещинах пород представляет значительный интерес для понимания природы наложенных, в том числе гидротермально-метасоматических, процессов, протекающих в захоронённых осадочных толщах. В первую очередь это относится к глинистым минералам, среди которых наибольшего внимания заслуживают монтмориллониты, отличающиеся повышенным содержанием межслоевой воды. Громадную роль в появлении в свободном состоянии петрогенной или возрожденной воды играет трансформация монтмориллонита (смектита) в гидрослюду (иллит). Этот процесс обычно протекает при температурах 150-200°C и очень показателен для рифтогенных седиментационных бассейнов. На это необходимо обратить особое внимание, т.к. среди породообразующих глинистых минералов мезозойских отложений Западной Сибири отмечается чрезвычайно широкое распространение монтмориллонита и смешанослойных образований гидрослюдисто-монтмориллонитового ряда (Воскресенская, Лебедева, 1971). Поэтому необходимо знать, при каких обстановках происходит обезвоживание этих глин, как освободившаяся вода участвует в гидротермально-метасоматических процессах и миграции нефти. Этим вопросам и посвящен настоящий доклад.

Приведенные в сообщении материалы позволяют утверждать следующее.

1. В зонах геодинамических аномалий (Красноленинский свод) режим пульсирующего стресса при повышенных температурах способствовал скачкообразному высвобождению межслоевой воды из смектитов верхнеюрско-нижнемеловых отложений в процессе их иллитизации. Сопряжено это было, вероятно, с позднемеловой – раннепалеогеновой стадией тектонической активизации Западно-Сибирской плиты.

2. Участки крупных скоплений монтмориллонитовых глин, которые подверглись воздействию конвективного тепломассопереноса, на ранних этапах тектонической активизации, скорее всего, являлись источниками лавинообразного поступления петрогенной воды в общий водный баланс артезианской системы или в коллектор. Эта вода составляла основу возникающих при этом гидротермальных растворов.

3. Петрогенные горячие воды (гидротермы), обогащенные CO_2, H_2SO_4 отличались большой растворяющей способностью, агрессивностью и, циркулируя по породам

шеркалинской пачки в режиме высокой гидродинамической активности, образовывали вторичные суперколлекторы.

4. Зарождающиеся в глинах гидротермальные растворы способствовали как преобразованию находящегося там рассеянного органического вещества в углеводороды, так и стремительной эмиграции УВ из материнских пород.

5. Ускоренная первичная миграция нефти, исключающая её окисление и предполагающая формирование промышленных залежей, может быть связана, прежде всего, с этапами тектоно-гидротермальной активизации рифтогенных осадочных бассейнов.

Работа выполнена при финансовой поддержке со стороны Минобрнауки России в рамках базовой части темы «Геология» по заданию № 2014/203 (код проекта 1582, № гос. регистрации 1140304447).

ВЛИЯНИЕ НАЛОЖЕННЫХ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КОЛЛЕКТОРАХ НЕОКОМА НА ДОСТОВЕРНОСТЬ ОЦЕНКИ ИХ НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТИ

К.А.Костеневич, И.Л.Крицкий, И.В.Федорцов

Тюменское отделение «СургутНИПИнефть» ОАО «Сугрутнефтегаз», Тюмень, e-mail: Kostenevich_KA@surgutneftegas.ru

В целях повышения достоверности оценки нефтенасыщенности коллекторов недонасыщенных залежей в пластах $АС_{10-12}$ западного склона Сургутского свода и примыкающем восточном борте Фроловской мегавпадины при подсчете запасов и проектирования разработки был изучен литологический состав пород-коллекторов, проведен минералого-геохимический анализ постдиагенетических процессов, изучены фильтрационно-емкостные свойства пород с учетом их фациальной принадлежности, оценено влияние процессов эпигенетического преобразования отложений на петрофизические характеристики пород-коллекторов, проведены исследования пластовых флюидов.

Одним из основных источников информации о свойствах горных пород и насыщающих их флюидов являются данные геофизического исследования скважин. Существует много методик интерпретации данных ГИС. В связи с увеличением доли залежей, имеющих сложное геологическое строение коллекторов и вовлекаемых в разработку, возникает все больше трудностей при стандартных подходах параметризации коллекторов по ГИС, основанных на представлениях об однородности свойств коллекторов в пределах пласта. В случае сложнопостроенных коллекторов необходимо привлекать широкий комплекс литолого-петрофизических и геохимических исследований кернового материала и пластовых флюидов для уточнения строения и физических параметров, определяющих электрические свойства горных пород.

В Западно-Сибирской НГП в пределах Среднеобской НГО на территории деятельности «Сургутнефтегаза» одним из объектов, характеризующимся сложным тонкослоистым строением разреза, являются отложения пластов группы $АС_{10-12}$ (возраст готерив-барем). Залежи в этих отложениях характеризуются сложным геологическим строением. Отложения представляют собой мощный горизонт преимущественно глинистых пород с нефтенасыщенными песчано-алевритовыми пропластками с невысокой пористостью, низкой проницаемостью и повышенной начальной водонасыщенностью. Коллекторы такого типа содержат значительные запасы углеводородов, характеризуются длительным сроком разработки и низкими дебитами.

На ряде месторождений в процессе освоения залежей в пластах $АС_{10-12}$ западного склона Сургутского свода и примыкающем восточном борте Фроловской мегавпадины возникли сложности оценки нефтенасыщенности. По результатам интерпретации ГИС выявлены большие (до 100 м) интервалы нефтенасыщения. На этапе подсчета запасов это обеспечило большие толщины ЧНЗ. В процессе разработки в ряде скважин при освоении дебиты нефти были достаточно низкими, а в отдельных интервалах притока не было получено совсем, хотя по интерпретации ГИС они выделялись как нефтенасыщенные.

Для повышения достоверности оценки нефтенасыщенности был изучен литологический состав пород-коллекторов, проведен минералого-геохимический анализ постдиагенетических процессов, изучены фильтрационно-емкостные свойства пород с учетом их фациальной принадлежности, оценено влияние процессов эпигенетического преобразования отложений на петрофизические характеристики пород-коллекторов, проведены исследования пластовых флюидов.

В пределах изучаемой территории формирование отложений горизонта $АС_{10-12}$ связано с мелководными и гемипелагическими частями неокомского эпиконтинентального бассейна. Породы-коллекторы представлены мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами с глинистым и карбонатно-глинистым цементом. В процессе работы было подтверждено, что для пластов группы $АС_{10-12}$ определяющим в распределении пород-коллекторов и изменении их петрофизических характеристик являлся седиментационный фактор. Лучшими фильтрационно-емкостными свойствами обладают наиболее крупнозернистые разности (0,12-0,18 мм) с хорошей отсортированностью обломочного материала, с небольшим количеством (до 5-7%) глинистого цемента, представленного пленочным хлоритом и поровым каолинитом. При переходе от мелководно-морских отложений к более глубоководным отложениям внешней шельфовой зоны и отложениям аккумулятивного склона отмечено ухудшение фильтрационных свойств пород, обусловленное уменьшением размерности обломочного материала, увеличением содержания

глинистого цемента и увеличением в составе цемента доли гидрослюдисто-хлоритовой составляющей.

Стадиальные процессы и наложенный эпигенез существенно скорректировали фильтрационно-емкостные свойства [1, 2, 3], принципиально не изменив закономерностей размещения коллекторов. Наблюдаются изменения структурных характеристик, состава и распределения цемента песчано-алевритовых пород-коллекторов. Участками в составе цемента песчано-алевритовых пород происходит значительное увеличение количества цемента за счет каолинитовой составляющей (доля каолинита в составе цемента возрастает до 90-95%). На других участках основными компонентами в цементе являются гидрослюда и смешанослойные образования ряда гидрослюда-монтмориллонит (ССО) - их доля увеличивается до 40-60%. Отличительной особенностью смешанослойных глинистых минералов является высокая степень их преобразованности. Так же отмечены зональные изменения в степени выщелачивания полевошпатовых зерен, распространенности и интенсивности процессов регенерации кварца и полевых шпатов, количестве и минеральном составе карбонатного материала.

Показательно, что зоны с развитием каолинитового цемента и зоны смектитизации гидрослюдистого материала для пластов группы $АС_{10-12}$ совпадают с аналогичными зонами в нижележащих отложений тюменской свиты. Заметную роль в изменении интенсивности процессов преобразования осадков играл, по-видимому, тектонический фактор. Совместно с трансформацией минеральной компоненты пород-коллекторов наблюдается значительная латеральная дифференциация минерализации пластовых вод в пределах одной залежи. В отдельных скважинах значения минерализации могут уменьшаться до 7-10 г/л при характерных средних значениях 11-17 г/л. Выявлено соответствие зон значительных проявлений процессов наложенного эпигенеза и зон изменения химического состава и пониженной минерализации пластовых вод продуктивного горизонта $АС_{10-12}$.

В результате проведенных исследований для пород горизонта $АС_{10-12}$ установлено, что распределение коллекторов в них контролируется палеофациальными обстановками и степенью эпигенетической преобразованности пород, установлена стадийность процессов минералообразования, связанная с динамикой изменения состава, минерализации и физико-химических параметров пластовых вод на различных стадиях формирования ловушек, а затем и нефтяных залежей, определены минералогические и геохимические индикаторы процессов наложенного эпигенеза, выделены зоны с различной интенсивностью наложенных процессов, отличающиеся по фильтрационно-емкостным свойствам пород и минерализации пластовых вод.

Стандартные методики интерпретации ГИС и оценка нефтенасыщенности по электрическим методам, основанные на представлениях об однородности свойств коллекторов и минерализации пластовых вод в пределах продуктивного горизонта $АС_{10-12}$, имеют высокую погрешность. Алгоритмы интерпретации данных ГИС, связанные с определением параметров насыщения коллекторов, должны учитывать выявленные особенности изменения структурных характеристик пустотного пространства, обусловленные процессами вторичного преобразования пород, и зональность минерализации. Усреднение минерализации возможно только в пределах выделенных пространственных зон.

Литература:

1. *Лебедев Б.А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра,1992.
2. *Перозио Г. Н., Казанский Ю.П., Лизалек Н. А.* Основные факторы постдиагенетических преобразований осадочных пород Сибири. М.: Наука, 1967.
3. *Сахибгареев Р.С.* Вторичные преобразования терригенных пород. Л., Недра, 1983. 198 с

БАЖЕНОВСКАЯ СВИТА. ТЕРРИТОРИЯ ЗАБЛУЖДЕНИЙ

А.И. Кудаманов

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, e-mail: aikudamanov@rosneft.ru

Баженовская свита (БС) Западной Сибири характеризуется огромной площадью распространения, сложным строением и непрогнозируемым размещением нефтепроявлений. Первое и второе обусловлено спецификой условий осадконакопления и процессов литогенеза. Третье – фрагментарным и бессистемным изучением БС, как единого геологического тела. В данной работе на основе анализа опубликованных данных и личных наблюдений автором сделана попытка интерпретации генезиса БС с учётом современных представлений о Земле, как о части космоса.

Не смотря на полувековую историю изучения, многие проблемы БС остаются открытыми. Не выявлены закономерности *распространения типов разреза БС,* отсутствует типизации *коллекторов* и *характеристика миграционных процессов*. Нет *оптимального комплекса лабораторных исследований керна* и *эффективной методики интерпретации ГИС*. Недостаток (или недоступность) фактической информации на сегодняшний день не позволяет *уверенно прогнозировать размещение залежей нефти*, проводить *обоснованный подсчет запасов* и создавать *технологии успешной разработки залежей БС*.

Обычно изучая БС как-то упускают, что наряду с органическим веществом (ОВ) породы содержат повышенные концентрации U, P, Ba, Mo, V, Cr, Cu, Zn и др. [8]. Также

характерны аномалии редкоземельных элементов [2], что в совокупности отражает особенности условий осадконакопления. Такое «аномальное сочетание особенностей» в истории планеты не является уникальным. В начале 80-х годов был сделан вывод, что «*обогащенные сапропелевым ОВ, ураном и пр., породы представляют собой* ***особый генетический тип осадков****, характеризующихся наличием ряда обязательных геологических, литологических, геохимических и биологических признаков. Они накапливаются не случайно,…, а во вполне определенные эпохи, одновременно во многих весьма удаленных друг от друга бассейнах, отражая глобальные изменения среды*» [5]. Глобальные вымирания и появления новых видов флоры и фауны уверенно коррелируются с периодами аномального накопления C, U и др. элементов в осадочных породах. Выделено более 20 эпох накопления подобных осадков в морских, реже озерных бассейнах синхронно в различных районах Земли. «*Первые вспышки биопродуктивности фитопланктона, …, проявились еще на заре развития биосферы – они достоверно известны уже в раннем архее*» [5]. По оценкам [5] во время «вспышек биопродуктивности» (1-3 млн. лет) накопление планктоногенного ОВ возрастало в среднем в 11 раз, U – в 23 раза. Концентрация U в БС равна половине содержания в объеме Мирового океана. Результаты анализа данных по геохимии «черных сланцев» также подтверждают периодичность формирования «черносланцевых» стратонов [8]. Наиболее яркие «радиоактивные эпохи» (венд-кембрий, девон-карбон, юра-мел) повторяются через 216-217 млн. лет, что равно длительности галактического года (ГГ). Обзор информации по фанерозою приводит к выводу, что периодичность глобального проявления *эпох U-накопления, изменений органического мира*, *континентальных базальтовых излияний*, образования *карбонатитовых интрузий*, *падений уровня моря*, *тектонических максимумов*, *образования импактных кратеров*, составляет в среднем 33±1 млн. лет [5]. Т.е., в течение ГГ происходит 7 геособытий «второго порядка».

Все сферы Земли развиваются, согласно космической ритмичности, как сложная саморегулирующаяся система. Наиболее вероятной причиной кризисных событий «второго порядка» может быть регулярное пересечение СС галактической плоскости со сгущением материи [6]. Сгущение материи в плоскости орбиты галактики «провоцирует» изменение сил гравитации, плотности материи, массы и объёма космических тел (Солнца, планет, спутников). На Земле в это время активизируется вулканизм, процессы внедрения интрузий, насыщение атмосферы и воды вулканическими газами и пеплом, радиоактивными и другими элементами. Колебания массы и объема космических тел приводят к изменению длительности суток, интенсивности приливов и пр. Чаще происходят столкновения планеты с метеоритами (импактные кратеры). Кризисы сопровождаются глобальными вымираниями, сокращением старых и мутагенным образованием новых, обычно короткоживущих видов

флоры и фауны («революционная» фаза). Периоды «затишья» (нахождение СС выше или ниже плоскости орбиты) длятся порядка 30-33 млн. лет. В отсутствие активного внешнего влияния Солнце и планеты «сжимаются», гравитация приходит в норму, биосфера развивается эволюционным путем. Существуют пульсации Земли меньших порядков [3].

Идея пульсаций Земли появилась в результате противоборства гипотез контракции и экспансии в начале 20-го века (А. Ротплетц, У. Бучер, М.М. Тетяев, В.А. Обручев, М.А. Усов и др.). Результаты активного изучения морского дна, данные геофизики и астрономии последних лет позволяют взглянуть на планету Земля, как на космическое тело. «*Астрономия – это геология в пространстве, а геология – это астрономия во времени*» [4].

Вернёмся к БС. Площадь баженовского моря составляла 2,2 млн. км^2, площадь свиты – 1,2 млн. км^2. Мощность отложений БС, без аномальных разрезов, в среднем равна 30-35 м. В породах БС центральной части моря содержание глин не превышает 30 %. Согласно [7] накопление «баженитов» длилось 8-10 млн. лет со скоростью 3-4 мм/тыс. лет. Из них 1 мм глинистых минералов (иллит), 2-3 мм – биогенное вещество (ОВ, кремнистое, карбонатное, реже фосфатное). Низкие скорости накопления ОВ объясняются почти полным его окислением после отмирания – в захоронение поступают только десятые доли процента от массы биопродукции [5, 8]. Являются ли все глинистые минералы БС терригенными по происхождению, если установлено «образование *смектитов* в геохимической барьерной зоне открытого океана ... минерал образуется аутигенным путём в пелагических участках океана на границе «вода-дно». *Железистые смектиты образуются … за счёт Si и гидроокислов Fe*» [1]. Высокая минерализация морской воды, достаточная для образования глинистых минералов, достигается путем растворения вулканических пеплов при низких скоростях терригенной и аутигенной седиментации [8]. При этом формируются органоминеральные коллоиды (сапропели). Коллоиды неустойчивы и быстро «стареют» [1]. Далее происходит постепенный распад коллоида на глинистые минералы, кероген, фосфаты и пр. Видимо, глинистые минералы БС могут иметь различное происхождение – терригенное (вблизи побережий) и аутигенное (преобладает на удаленных от берега участках).

Таким образом, «непредсказуемость» БС обусловлена, в первую очередь, долгим существованием низких скоростей седиментации в «радиоактивную эпоху» на фоне пульсаций низших порядков [3], и неоднозначным проявлением последующих преобразований (глубина погружения, тектонические активизации и т.д.). Следовательно, без всесторонней реконструкции условий образования БС, как единого геологического тела, на основе современных научных представлений, технических достижений (комплекс лабораторных и полевых исследований) и накопленной фактической информации

(палеонтологической, геохимической, геофизической, астрофизической и пр.), попытки повышения эффективности прогноза и разработки БС вряд ли приведут к успеху.

Литература:

1. Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане: Осадко- и рудообразование, геоэкология / РАН, Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова. – Калининград: Янтар. сказ, 1998. – 416 с.

2. Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г., Красавчиков В.О. Редкоземельные элементы в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна. ЛИТОСФЕРА, 2011, № 6, С. 38-54.

3. Константиновская Л.В. Космические причины некоторых геологических процессов / Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 1998. 303 с.

4. Мартьянов Н.Е. Размышления о пульсациях Земли. – Красноярск: КНИИГиМС, 2003. 272 с.

5. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. 2-ое изд. испр. и доп. – СПб.: ВНИГРИ, 2007. – 328 с.

6. Подобина В.М., Родыгин С.А. Историческая геология: Учебное пособие. – Томск: Изд-во НТЛ, 2000. – 264 с.

7. Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточнённых стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск, 2004.

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

9. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. – 282 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА СВОЙСТВА КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ОСИНСКОГО ГОРИЗОНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НБА

М.Г.Лебедева, Е.А.Кривчикова

ТО СургутНИПИнефть, Тюмень, e-mail: Lebedeva_MG@surgutneftegas.ru

Было установлено, что на рассматриваемой территории в коллекторах осинского горизонта вторичные изменения имеют весьма сложный и своеобразный характер. Показано как положительное, так и отрицательное их влияние на коллекторские свойства. В работе выделены основные литологические типы пород, обозначено место литотипов в разрезе пласта, установлено трехчленное циклическое строение осинского горизонта, определены фациальные обстановки, с характерным для каждой из них набором литотипов.

В комплексе исследований карбонатных отложений – их состава, текстурно-структурных особенностей, определения фациальных обстановок карбонатонакопления, немаловажным является изучение их постседиментационных изменений. Характер проявления вторичных процессов весьма сложный, поскольку встречаются процессы, как положительно влияющие на фильтрационно-емкостные свойства, так и отрицательно. Особая значимость исследования вторичных изменений именно для карбонатных отложений

определяется тем, что интенсивные постседиментационные преобразования нередко значительно изменяют первичный облик осадков. Это создает трудности при разделении седиментационных и постседиментационных процессов, в ряде случаев приводит к неправильной интерпретации обстановок осадконакопления.

Карбонатные отложения осинского горизонта (Б1) были изучены в нескольких месторождениях в центральной и восточной части НБА (Непский свод, северо-восточный склон Мирнинского выступа). В общей сложности изучено 945 м керна, привлечены аналитические исследования по 1869 определениям коллекторских свойств и 497 - литологических параметров по 26 опорным скважинам, характеризующим 14 лицензионных участков. При изучении пласта Б1 было выделено 6 литотипов пород, изучено влияние минералогического состава и вторичных изменений на их петрофизические характеристики (см. рис.).

В осинское время исследуемый район большей своей частью располагался в зоне распространения морских отложений, в мелководной и очень мелководной части шельфа, где получили развитие внутришельфовые отмели [4], северная часть - в более глубоководных участках морского шельфа. В целом, пласт Б1 имеет преимущественно карбонатный состав, в кровле наряду с карбонатами развитие получили сульфаты и окремненные разности пород. Формирование отложений происходило в нескольких фациальных обстановках, каждая из которых характеризуется определенным набором шести выделенных литотипов пород. Закономерное их чередование в разрезе указывает на циклическое развитие процессов седиментации в бассейне. В целом, в пласте прослеживается трехчленное циклическое строение [3], выделяется три пачки, образующие трансгрессивно-регрессивный цикл. Причем нижняя пачка 1 и верхняя пачка 3 формировались преимущественно в обстановках литорали (приливно-отливной равнины), прослоями – верхней сублиторали (прибрежного мелководья) и супралиторали, а средняя пачка – в относительно более глубоководных условиях (нижней сублиторали).

В основании нижней пачки 1 формировались микрокристаллические глинистые доломиты и доломитовые мергели. При влиянии приливно-отливных процессов - водорослевые доломиты, доломитовые известняки, строматолитовые доломиты. Осадконакопление в пределах средней пачки 2 протекало при максимальном развитии трансгрессии, при этом формировались органогенно-водорослевые кристаллические доломиты биогермных построек и микрокристаллические доломиты лагунных осадков. В верхней пачке 3 на фоне общего постепенного подъема морского дна, частичной изоляции бассейна осадконакопления и его обмеления [1], накапливались существенно сульфатизированные доломиты и ангидриты, водорослевые известковые доломиты и

доломитизированные известняки, прослоями - оолито-онколитовые и литокластовые доломиты.

Породы пласта Б1 неравномерно и с разной степенью интенсивности были преобразованы вторичными процессами, среди которых выделяются положительно влияющие на фильтрационно-емкостные свойства (перекристаллизация, выщелачивание и трещинообразование) и отрицательно влияющие на них (сульфатизация, засолонение, окремнение, стилолитизация).

В диагенезе на всей территории НБА породы осинского горизонта претерпели активную перекристаллизацию. Однако, в пределах выделенных пачек и соответствующих им литофациальных зон, интенсивность этого процесса была различной. В пределах супралиторали и литорали (пачка 1 и пачка 3) перекристаллизация проявилась умеренно, поскольку повсеместно сохранились первичные структуры пород, представленные водорослевыми формами. Наиболее сильно этому процессу подверглись первично пористые биогермные доломиты. Процесс перекристаллизации способствовал возникновению пор, которые играли существенную роль в формировании полезной емкости пород-коллекторов, что обусловило высокие ФЕС биогермных доломитов (см. табл.).

Засолонению в первую очередь подверглись крупные первично взаимосвязанные межкристаллические пустоты и поровые каналы в изначально лучших коллекторах, представленных биогермными доломитами (средняя пачка 2). Это привело к ухудшению сообщаемости пустот, усложнению геометрии порового пространства. Процесс засолонения верхней и нижней пачки проявился слабо из-за изначально низких коллекторских свойств этих отложений.

Сульфатизация наиболее негативно повлияла на ФЕС пород именно верхней пачки 3 (зона литорали-супралиторали). В остальной части пласта сульфаты присутствуют в незначительном количестве, либо отсутствуют вовсе. Ангидрит частично заполнял поры; формировал зоны замещения, увеличивая тем самым неоднородность коллектора.

Широко распространенный в карбонатных породах процесс выщелачивания способствовал образованию пор и каверн. В осинском горизонте первоначальный объем пустот выщелачивания, до их заполнения вторичными минералами, был значительно больше, чем после этого процесса. Вторичное минералообразование (сульфатизация в верхней пачке и засолонение в средней пачке) частично или полностью заполнив пустоты, уменьшило положительное влияние процесса выщелачивания на ФЕС коллекторов.

Аналитический параметр		Водорослевый доломит и известняк		Биогермный доломит		Строматолитовый доломит		Мк/з глинистый доломит		Сульфатизированный доломит		Ооидно-литокластовый доломит	
		Число анализов	Среднее значение	Число анализов	Среднее значение	Число анализов	Среднее значение	Число анализов	Среднее значение	Число анализов	Среднее значение	Число анализов	Среднее значение
Состав породообразующего комплекса по данным ИК-спектрометрии, %	Доломит	86	45.7	103	95.7	22	66.8	32	87.7	47	42.7	17	94.0
	Кальцит		52.0		2.5		24.6		8.7		10.0		4.4
	Кварц		1.3		1.2		6.3		2.5		10.4		0.8
	Полевые шпаты		0.04		0.07		0.3		0.0		0.4		0.0
	Ангидрит		0.4		0.1		1.2		0.2		31.8		0.8
	Глинистость		0.4		0.2		0.7		0.9		3.2		0.0
Состав карбонатных минералов по термовесовому анализу, %	Кальцит	152	58.8	172	3.4	24	28.8	39	25.5	83	10.9	27	13.1
	Доломит		34.5		88.9		56.3		66.6		38.0		80.3
	Общая карбонатность		93.3		92.3		85.1		92.1		49.0		93.4
Общее содержание нерастворимого остатка по грансоставу, %		40	2.2	40	1.3			9	3.4	5	24.6	1	1.2
Химический состав по данным РФА, %	Потери при прокаливании	152	44.0	173	46.1	32	42.9	41	44.2	46	29.9	14	46.5
	Na_2O		1.7		1.3		2.4		1.0		1.2		1.7
	Cl		1.2		1.0		2.2		0.9		1.2		1.1
	CaO		43.2		28.8		24.5		30.6		30.0		29.9
	MgO		7.8		20.0		17.7		16.9		11.4		19.1
	SiO_2		1.3		1.4		8.7		4.5		13.3		0.7
	SO_3		0.3		0.4		0.4		0.4		10.8		0.5
	Показатель известковистости карбонатного комплекса (CaO/MgO)		18.0		1.5		1.4		3.2		13.3		1.7
ФЕС	Пористость Кп gel, %	572	**4.9**	883	**11.8**	49	**7.3**	190	**4.2**	142	**3.4**	33	**7.4**
	Проницаемость, Кпр 10^{-3}мкм^2	560	**2.1**	834	**204**	41	**4.3**	106	**0.6**	102	**0.5**	29	**15.6**
	Водоудер.способность Квс, %	103	34.5	299	26.2	26	48.2	65	67.2	36	55.6	14	38.8

Рисунок 1 - Средние значения литолого-петрофизических параметров выделенных литотипов пород осинского горизонта (пласт Б1)

Характерно трещинообразованию, особенно в отложениях литотипа «сульфатизированные доломиты». Встречены трещины сенерезиса, горизонтальные и вертикальные трещины усыхания в зоне супралиторали, в которой выделяется этот литотип.

Стилолиты, концентрируют тонкозернистый нерастворимый остаток вдоль своих неправильных швов. Наличие их обуславливает ухудшение ФЕС, поскольку они являются барьерами в гидродинамических системах, образованных породами с межкристаллическими порами и системами трещин [2].

Окремнение, проявляясь спорадически (верхняя пачка 1) и в небольших количествах, не оказало значимого воздействия на ФЕС.

В результате исследований удалось установить, что наиболее интенсивному положительному постседиментационному преобразованию подверглись органогенно-водорослевые породы (литотип «биогермные доломиты»), которые испытали интенсивную перекристаллизацию и выщелачивание. Средняя проницаемость их составляет $204*10^{-3}$ мкм^2, при пористости 11,8%. Ухудшение качества коллекторов, обусловленное увеличением доли ангидрита, в значительной степени проявилось в литотипе «сульфатизированных доломитов».

Литература:

1. Воробьев В.С. и др. Строение и условия образования осинского горизонта в пределах Верхнечонского месторождения. Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, №12. 2013 г.

2. Гольф-Рахт Т.Д. Основы нефтегазопромысловой геологии и разработки трещиноватых коллекторов. - М.: Недра, 1986. - 608 с.

3. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В. Цикличность размещения коллекторских свойств в нижнекембрийском резервуаре НБА.// Нефтегазовая геология и геофизика.- Выпуск 8. – 1982.

4. Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская и Байкитская антеклизы и Катангская седловина). Новосибирск, издательство СО РАН, 2007, 467 с.

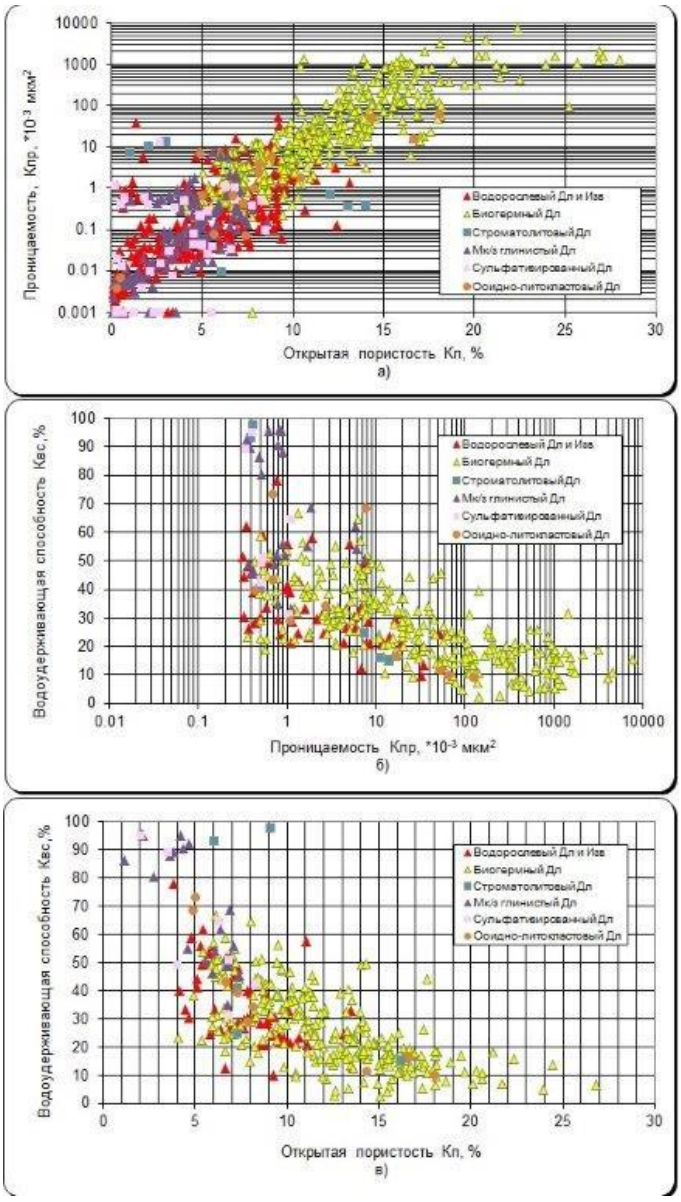


Рисунок 2 - Сопоставление фильтрационно-емкостных свойств пород по литотипам пласта Б1: а) проницаемости и открытой пористости; б) водоудерживающей способности и проницаемости; в) открытой пористости и водоудерживающей способности

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАМСКО-КИНЕЛЬСКОЙ СИСТЕМЫ ПРОГИБОВ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

В.П.Морозов, А.Н.Кольчугин, Э.А.Королев

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

Рассматриваются минеральный состав, структуры и текстуры осадочных пород, слагающих доманиковые отложения Волго-Уральского региона, неравномерность их флюидонасыщения. На основании минерального состава осадочных пород, их текстурного анализа, флюидонасыщенности проводится реконструкция условий образования кремнисто-карбонатных толщ, также вторичных процессов аутигенеза.

Доманикиты – отложения с высоким содержанием органического вещества в пределах Волго-Уральского региона распространены повсеместно. Стратиграфически они приурочены к среднему отделу франского яруса, образуя самостоятельный, регионально выдержанный, доманиковый (семилукский) горизонт. На большей части Татарстана и в целом Волго-Уральского региона отложения доманикитов представлены, как следует из анализа литературы, типичными фациями – переслаиванием известняков, мергелей, кремнистых тонкослоистых сланцев, в различной степени битуминозных [3]. Мощности отложений горизонта на территории Татарстана меняются от 10-15 м в центральных частях некомпенсированных Камско-Кинельских прогибов, до 50-60 м на южно-Татарском своде.

Содержание органического вещества $C_{орг}$ в пределах Татарстана и в целом Волго-Уральского региона по данным Кирюхиной, Фадеевой и др. [5] весьма изменчиво и меняется от долей процента до 10-20%. При этом распространение органического вещества имеет явно выраженную закономерность. Так наибольшие содержания органического вещества приурочены к прослоям черных кремнистых тонкослоистых сланцев, наименьшие – к серым по окраске прослоям карбонатных пород. В тоже время кремнистые прослои практически «немые» по отношению к остаткам, какой либо фауны, за исключением редких фрагментов скелетов радиолярий и спикул губок, фиксируемых под микроскопом, тогда как карбонатные прослои нередко содержат остатки крупной морской фауны (створки брахиопод, раковины головоногих моллюсков, фрагменты водорослей).

Считается, что область накопления пород доманиковых фаций представляла собой пассивную континентальную окраину пологого мелководного шельфа. Согласно большому числу исследователей [4, 6] накопление чернослацевых формаций, в том числе и доманикитов Волго-Уральского региона осуществлялось в условиях тектонической и вулканической активизации региона. В частности в пределах Волго-Уральской области формирование данных отложений совпадает с развитием внутриплатформенных

некомпенсированных Камско-Кинельских прогибов. Кроме того, на территории Татарии отмечены толщи вулканических пород в нижнем отделе франского яруса, которые также свидетельствуют о тектономагматической активизации региона в франском веке. Присутствие вулканитов отмечено также в пределах Казанско-Кировского прогиба. Да и в целом франский этап развития Русской платформы характеризуется наибольшей активностью вулканической деятельности, и как следствие попадания больших объемов кремнезема в бассейны седиментации. По мнению [1] именно активизация вулканической и гидротермальной деятельности способствовало мощному всплеску развития радиолярий и губок, активно участвующих в сложении доманиковых кремнистых толщ. По данным [7] развитие доманиковых фаций по времени совпадает с развитием интенсивных тектонических движений, а высокая биологическая продуктивность обязана появлению аномально повышенных температурных полей за счет поступления по тектоническим флюидопроводящим путям эксгаляций и гидротерм, а вместе с ним и питательных солей. На последнее также указывает [8], связывающая всплеск развития кремнистых организмов с периодами вулканической активизации, и поступлением больших объемов кремнезема с гидротермальными растворами. Это же подавляло биогенную карбонатную седиментацию, в том числе и вследствие увеличения количества углекислоты, которая также в больших объемах поступала в бассейн седиментации.

При этом повышенные содержания углекислоты, метана, железа и других продуктов вулканической деятельности сначала приводит к всплеску биологической жизни, а затем к быстрому массовому вымиранию, что и провоцирует появлению толщ обогащенных органическим веществом. Образование относительно мелководных, радиоляриевых кремнистых осадков может провоцироваться сменой гидрохимического состава бассейна, в частности увеличением доли CO_2 и SiO_2, что приводит к взрыву развития кремниевых организмов и угнетению организмов строящих свой скелет из карбоната кальция.

Таким образом, в условиях осадконакопления доманиковых толщ среднего девона не последнюю роль оказывал активизировавшийся к тому времени тектонический и сопутствующий ему вулканический режим. Это проявлялось в периодическом пульсационном поступлении продуктов вулканических излияний в морской бассейн, что приводило к всплеску биологической активности и последующему захоронению больших объемов органического вещества. В связи с чем, в строении доманикитов, довольно отчетливо проявляется цикличность в строении, где кремнистые с высоким содержанием органики породы перемежаются с карбонатно-кремнистыми и карбонатными, содержащими значительно меньше рассеянного органического вещества.

Проведенный авторами анализ доманиковых фаций позволил создать собственную схему седиментации отложений этого типа. В основу сделанных построений легли данные по минеральному составу отложений, содержанию в них органического вещества, а также текстурный анализ пород.

Обстановки осадконакопления представляли собой относительно мелководные условия с глубинами бассейна 50-100 м, иногда до 300 м. Главными обитателями населявшими бассейн являлись планктонные организмы – радиолярии и фитопланктон. Наличие тонкослоистой, горизонтально-слоистой текстуры у карбонатно-кремнистых пород свидетельствует о застойных вялотекущих процессах седиментации в условиях низких значений гидродинамики среды (ниже базиса волнового воздействия), а также в условиях восстановительной среды осадконакопления. Тогда как образование карбонатных отложений происходило в условиях окислительной среды, при перемешивании водных масс выше базиса волнового воздействия.

Перекрытие тонкослоистых карбонатно-кремнистых пород карбонатными с брекчиевыми текстурами связано с периодическим обмелением бассейна и влиянием волновой и штормовой деятельности на облик формирующихся осадков.

Таким образом, образование доманикитов обусловлено действием трех факторов: 1) периодическим поступлением на морское дно продуктов гидротермальной деятельности – кремнезема, углекислоты и др., 2) формированием отложений ниже базиса волнового воздействия и 3) эвстатическим колебанием уровня моря.

Литература:

1. *Афанасьева М.С.* Радиолярии и экологические особенности бассейнов доманикового типа // Геология, геофизика и разработка и газовых месторождений. – М., 2000. – № 12. – С. 24-33.

2. *Берг Л. Г.* Введение в термографию. – М: Наука. – 1961. – 121 с.

3. Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника / Под ред. Б.В.Бурова – М.: ГЕОС, 2003. – 402 с.

4. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И.* К вопросу о формировании нефтематеринских толщ // Георесурсы. – 2006. – № 4(21). – С. 6-11.

5. *Кирюхина Т.А., Фадеева Н.П., Ступакова А.В., Полудеткина Е.Н., Сауткин Р.С.* Доманиковые отложения Тимано-Печорского Волго-Уральского бассейнов // Геология нефти и газа. – 2013. – № 3. – С. 76-87.

6. *Маклеод Н.* Причины массового вымирания организмов: статистическая оценка многофакторных сценариев // Геология и геофизика. – 2005. – № 9. – С. 993-1001.

7. *Сахибгареев Р.С.* О связи литологии с флюидодинамическими процессами (на примере доманика русской платформы в аспекте формирования углеводородных скоплений) // Труды ВНИГРИ. – 1976. - № 387. – С. 47-68.

8. *Седаева К.М.* Особенности биоминерализации на критических рубежах позднего палеозоя // Теория минералогии, минералы и минераловедение, биоминералогия «Минералогические перспективы – 2011». – Сыктывкар: ИГ Коми УрО РАН.

ЛИТОЛОГИЯ НЕДАВНО ОТКРЫТЫХ НИЖНЕВОЛЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ МОСКОВСКОГО РЕГИОНА

С.Ю.Маленкина

ГИН РАН, Москва, e-mail: maleo@mail.ru

В данной работе описаны выявленные на основе детальных литологических исследований и впервые детально изученные разрезы юго-востока Москвы и примыкающих районов Московской области, содержащие нижневолжские черные и горючие сланцы. Для них впервые получены аналитические данные, свидетельствующие о достаточно высоких содержаниях Сорг и о превышении кларковых содержаний, нередко значительных, ряда элементов, таких как V, P, Ni, Mo, Cr, Cu, Pb, As, S, Fe, Zn. Установлена зависимость сланцев от палеорельефа и глубины бассейна, их структурная приуроченность к доюрским ложбинам, в то время как на мелководных приподнятых участках наблюдаются маломощные конденсированные разрезы с полным отсутствием сланцев и почти целиком представленные лишь прослоями фосфоритов.

Несмотря на очень долгую историю изучения (более столетия), подробные и полные стратиграфические и фаунистические исследования верхней юры Московской области, о существовании тут автохтонных отложений нижневолжского подъяруса до недавнего времени не было известно. Именно здесь, на территории современной столицы по берегам р. Москвы, располагались известные, классические, богатые ископаемыми, но большей частью исчезнувшие ныне разрезы верхнеюрских, преимущественно волжских отложений, сыгравшие очень важную роль в изучении юры Центральной России [9]. Часть из известных ранее обнажений, такие как, Тучково, Гнилуша, Мневники, Кунцево, Коломенское, Сабурово, Братеево, Капотня, Зябликово, Мильково до сих пор сохранились. Кроме того, последнее время, появился ряд новых объектов, в связи с интенсивным строительством в г. Москве (котлованы в Крылатском, Дорогомилово, у ст. м. «Фрунзенская»), в известной мере восполнившие пробел, связанный с утратой некоторых классических московских разрезов. В последнее время мы получили новые данные о присутствии достоверно коренных отложений нижневолжского подъяруса [8] в базальных частях волжских отложений, ранее традиционно относимых к зоне Panderi средневолжского подъяруса. По сборам аммонитов хорошей сохранности в нескольких слоях здесь установлено развитие зон Pseudoscythica и Puschi, с выделением подзон и биогоризонтов, состав и последовательность комплексов аммонитов сходны с другими – в Польше, на Средней Волге, в Оренбургской области.

Нижневолжский интервал, вскрывался в строительных котлованах в Крылатском, Дорогомилово, у ст. м. «Фрунзенская», но наиболее полно представлен в ряде юго-восточных разрезов вдоль р. Москвы (в оврагах у Коломенского, Сабурова, р. Шмелевки Борисовских выселок, Капотни и Мильково). Так в Коломенском (рис. 1, 4 колонка) выше эрозионной поверхности оксфордских черных глин (**сл. 1**) наблюдаются: **сл. 2**. Базальная часть представленная темно-зелеными глинистыми кварц-глауконитовыми песками с массой

мелких округлых глянцевых черных фосфоритов и их сростков, до 0,1 м мощности, сменяющаяся выше темными серовато-зелеными сланцеватыми глинистыми алевритами с глауконитом, в средней части переходящими в тонкослоистые черные и горючие сланцы, наверху несколько песчанистые, с мелкой галькой фосфоритов, с деформированными раковинами *Ilowaiskya pseudoscythica* (Ilov.), *I. ianshini* (Ilov.). В кровле сланцев встречаются крупные бурые мергели и мергелистые фосфориты, в которых в Капотне найдены *Ilowaiskya* cf. *pseudoscythica* (Ilov.), зоны I. pseudoscythica нижневолжского подъяруса [8]. Мощность интервала 0,2-0,25 м. **Сл. 3**. С размывом выше залегают алевриты глинистые зеленовато-серые глауконитовые, с окатанными фосфоритами и аммонитами (в основной породе), среди которых определены аммониты *"Pseudovirgatites" ("P." tenuicostatum* (Mikhailov), *"P."* cf. *pushi* Kutek et Zeiss, *"P." passendorferi* K. et Z., *"P."* cf. *zarajskoides* K. et Z.), а также груборебристые формы, близкие к роду *Danubisphinctes* (зона и биогоризонт "P." puschi), мощностью 0,3 м. Еще выше лежат темно-зеленые глауконитовые пески с фосфоритами и аммонитами зоны Panderi.

Следует заметить, что об указанном выше прослое «горючих сланцев» с фрагментами аммонитов близ с. Дьякова и других выходах в этом районе упоминалось еще в начале XX века. [4, 7], но каких-либо конкретных сведений о них, в том числе данных о химическом составе, до недавних пор не было. Нами тщательно изучены и проанализированы в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН сланцы Коломенского и Капотни [6]. Сланцы представляют собой темно-серые до буровато-черных и черные породы (при выветривании с желтым или рыжим налетом) с очень тонкой горизонтальной слоистостью и листоватой или плитчатой отдельностью. На поверхностях напластований отмечаются различная макрофауна и биодетрит, на поперечных сколах иногда видны мелкие ходы типа *Chondrites*, обычно более светлые. В прозрачных шлифах наблюдается неравномерная тонкая горизонтальная микрослоистость, выраженная неоднородным распределением фрагментов коллоальгинита, растительного детрита, тонкодисперсного ОВ и глинистых частиц. Аналитические исследования, показали вариации содержаний Сорг от 11,20 до 19,20, то есть довольно близкие к аналогичным в разрезе Ивкино Костромской области [2, 3]. По Сорг они могут быть отнесены к высокоуглеродистым черным сланцам [10] или даже горючим сланцам [5]. Также колеблются содержания CO_2 от полного отсутствия до 2,8 (тогда как в Ивкино все сланцы в той или иной степени известковисты). Выделяются, даже по сравнению с Ивкино [2], повышенные содержания хрома, меди и мышьяка (особенно в Капотне). В целом наблюдается превышение кларковых содержаний, нередко значительных, и других элементов, таких как V, P, Ba, Ni, Mo, Fe, Zn, U, Th, Pb, S.

Все юго-восточные разрезы построены сходным образом, изменяются лишь мощности отдельных пачек (рис. 1). Несколько другое строение наблюдается в строительных котлованах в Крылатском, Дорогомилово, у ст. м. «Фрунзенская», здесь сланцы отсутствуют. Так, у Крылатского (рис. 1, 1 колонка), на черной глине верхнего оксфорда залегают: внизу (**сл. 2**) – пески темно-зеленые алевритистые глауконитовые, в основании с мелкой галькой фосфоритов, выше с прослоем более крупных желваков, мощностью до 0,2 м. Выше (**сл. 3**) – в схожих песках наблюдается прослой более глинистых слоистых алевритов с линзами детрита мелкораковинной фауны, мощностью до 0,2-0,25 м, с комплексом аммонитов, одновозрастным с таковым в **слое 3** Коломенского. В котловане у ст. м. «Фрунзенская» (рис. 1, 3 колонка) маломощная (до 0,3 м) песчано-глинисто-алевритовая пачка основания волжского яруса, может быть разделена на две части. Нижняя (**сл. 2а**), в основании с мелкой галькой фосфоритов в песке, залегающая на интенсивно биотурбированных глинах верхнего оксфорда, в целом более глинистая, с прослоем сланцеватых глауконитовых глин, в которой собраны раковины аммонитов зоны I. pseudoscythica. Этот уровень сопоставляется с прослоем сланцев Коломенского (**сл. 2**). Верхняя (**сл. 2б**) часть более песчаная, со сгруженными окатанными черными фосфоритами и их сростками в глауконитовом песке, мощностью до 0,15 м сопоставляется с зоной “P.” puschi. Выше залегает прослой с фосфоритами зоны Panderi. В Дорогомилово строение разреза промежуточное.

При наложении карты рельефа подошвы мезозойских отложений [1] на схему расположения разрезов и русла р. Москвы, становится видно, что все разрезы со сланцами тяготеют к доюрским палеодолинам (Главная Московская ложбина), а наиболее мощные сланцы наблюдаются вблизи их осевых частей (рис. 1). В разрезах вне палеодолин сланцы отсутствуют, на крайне мелководных приподнятых участках они фациально переходят в перемытые прослои фосфоритов, содержащих повышенное количество органического вещества. Из всего изложенного следует вывод о приуроченности сланцев к относительно более глубоководным участкам (палеодолинам), где они имели возможность отложиться.

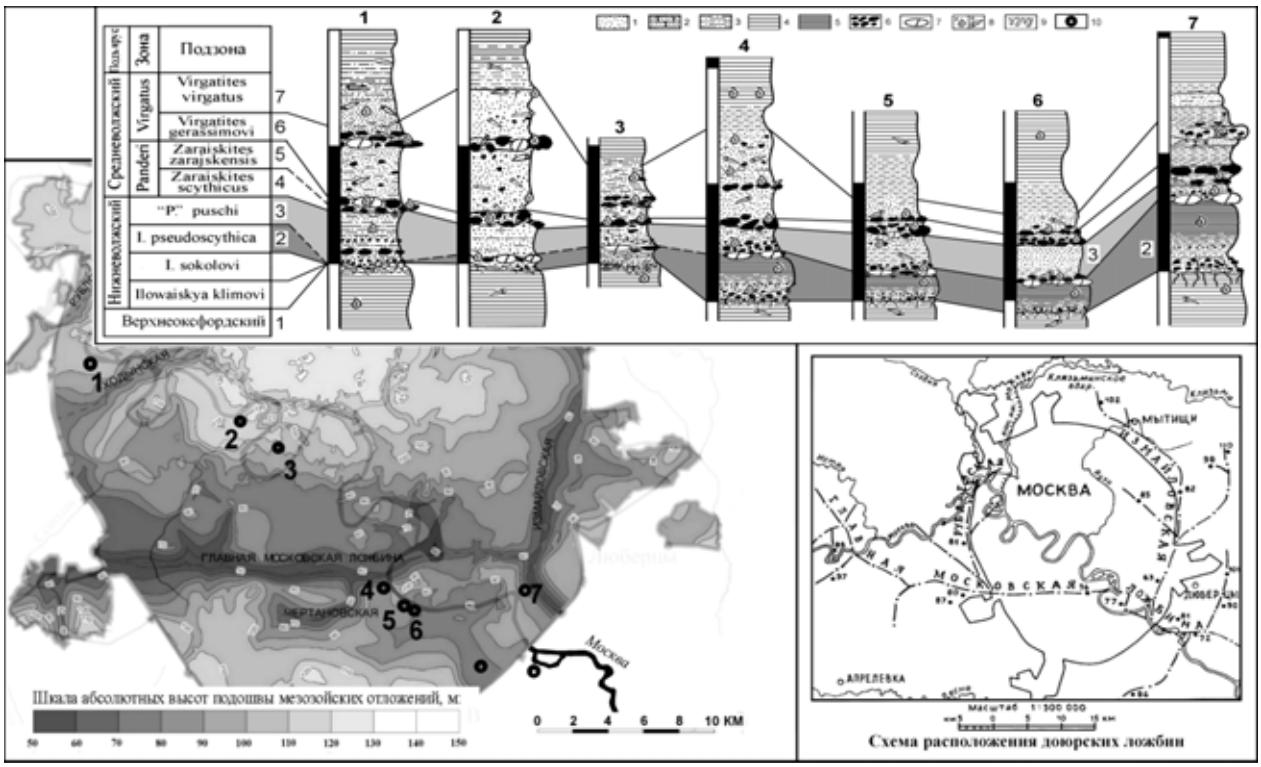


Рисунок 1 - Разрезы нижневолжских отложений верхней юры Московского региона. Схема расположения разрезов на карте рельефа подошвы мезозойских отложений с указанием палеодолин (по [1] с изменениями) и схема сопоставления ключевых изученных разрезов. Условные обозначения: 1 – пески, 2 – песчаники, 3 – алевриты, 4 – глины, 5 – сланцы, 6 – конкреции фосфоритов, 7 – мергельные стяжения, 8 – фаунистические остатки: аммониты, белемниты, 9 – крупные ихнофоссилии, 10 – точки разрезов на карте. Номера разрезов: 1 – Крылатское (котлован тоннельного участка проспекта Маршала Жукова и метро), 2 – Дорогомилово (стройплощадка Московского театра “Мастерская П.Н. Фоменко”), 3 – ст. м. Фрунзенская (стройплощадка жилого комплекса на территории бывшего завода «Каучук»), обнажения: 4 – Коломенское, 5 – Сабурово, 6 – Борисовские Выселки, 7 – Капотня, непронумерованные (на карте): Зябликово, Мильково. На врезке – схема расположения доюрских ложбин

Литература:

1. Геологический атлас Москвы (в 10 томах с пояснительной запиской). Масштаб 1:10 000. ГУП Мосгоргеотрест, М., 2010.
2. *Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Щербинина Е.А*. Седиментологические и геохимические обстановки формирования углеродистых толщ в мезозойских палеобассейнах Европейской части России // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика. 2014. Вып. 1(9). 30 с.
3. *Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А*. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // Литол. и полез. ископ. 2008. № 4. С. 396—424.
4. *Иванов А. П.* Геологическое исследование фосфоритовых отложений в Клинском, Московском и Дмитровском уездах Московской губ. и Егорьевском у. Рязанской губ. // Труды Комиссии по исследованию фосфоритов. 1912. т. IV. С. 389-463.
5. *Карпузов А.Ф., Соболев Н.Н., Миронов Ю.Б., Мозолева И.Н., Бузовкин С.В., Карпунин А.М*. Черные сланцы: вопросы типизации и минерагении. // Разведка и охрана недр, 2008, No7, С. 21-25.

6. *Маленкина С.Ю.* Предварительные результаты исследования оксфордских и нижневолжских верхнеюрских черных сланцев Москвы и окрестностей // Нетрадиционные ресурсы углеводородов: распространение, генезис, прогнозы, перспективы разработки. Материалы Всероссийской конференции. М.: ГЕОС, 2013. С.155-158
7. *Розанов А.Н.* Горючие сланцы Европейской части СССР // Геологический комитет. Материалы по общей и прикладной геологии. Вып.73. 1927. 59 с.
8. *Рогов М.А., Школин А.А., Малёнкина С.Ю*. Новые данные по стратиграфии волжского яруса верхней юры в разрезах г. Москвы и Подмосковья // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Науч. матер. Екатеринбург.«ИздатНаука сервис». 2013. С. 191-196.
9. *Стародубцева И.А.* Эволюция взглядов на стратиграфию юры Центральной России (XIX-XX вв.). М.: «Научный мир», 2006. 212 с.
10. *Юдович Я.Э, Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

ОСОБЕННОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ РАДИОЛЯРИТОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

В.Д.Немова [1]

[1]ФГУП «ВНИГНИ», Москва, e-mail: nemova@vnigni.ru

В данной работе на основе детальных литологических и изотопных исследований рассмотрены процессы и условия замещения кремневого вещества радиоляритовых прослоев баженовской свиты карбонатными минералами – кальцитом и доломитом. Постседиментационные процессы в радиоляритах формируют их коллекторские свойства.

В литологии и нефтяной геологии проблематика вторичных преобразований кремнистых толщ исследуется десятилетиями в свете формирования коллекторских свойств подобных пород [1]. Отложения баженовской свиты, – главной нефтематеринской толщи Западной Сибири – благодаря доминированию в их составе кремнистого биогенного материала, также можно рассматривать с этой точки зрения.

В работе представлены результаты, полученные в ходе многолетних исследований отложений баженовской свиты (более 30 скважин с высокой степенью сохранности и выноса керна) на территории центральной части ХМАО Западной Сибири. Проведены детальные макроописания керна, изучение пород в прозрачных шлифах (стадиальный, литогенетический анализы), изотопные исследования кислорода и углерода карбонатных минералов, построены сводные литологические разрезы, сопоставленные между собой.

В отложениях баженовской свиты одним из основных породообразующих компонентов являются скелетные остатки радиолярий. При этом они могут быть частью породы (от первых % до десятков %) или формировать целые слои, состоящие практически

только из одних радиолярий. Интересным фактом для отложений баженовской свиты является то, что наиболее значительным вторичным преобразованиям подвержены именно биогенные прослои, практически лишенные терригенной глинистой примеси, с относительно пониженным содержанием органического вещества в разрезе. С этими прослоями обычно ассоциируются коллекторы нефти в толще. Важно сказать, что фильтрационно-емкостные свойства пород меняются в широком диапазоне и существенно зависят от постседиментационных преобразований [2, 3].

Слои радиоляритов в разрезе баженовской свиты встречаются в виде следующих разностей (рис.1):

- кремнистые прослои, сохранившие морфологию скелетных остатков радиолярий;

- прослои вторичных известняков, (1) мелкокристаллических с плохо различимой структурой радиолярий, или (2) с пойкилитовым цементом, сквозь который хорошо видна морфология скелетных остатков;

- прослои вторичных мелко-среднекристаллических доломитов в разной степени кремнистых, в которых скелеты радиолярий могут быть хорошо видны в кремнистой части породы, а в доломитизированной, - либо совсем не видны, либо могут быть предположены по округлой морфологии кристаллов доломита.

Отмечено, что в разрезе одной скважины (по данным исследований керна) на разных стратиграфических уровнях радиоляриты могут быть выполнены кремнеземом или замещены карбонатами. При этом в интервале одного слоя радиоляриты обычно замещаются либо кальцитом, либо доломитом. Совместное нахождение этих минералов в данных породах не выявлено.

В отложениях баженовской свиты сложно оценить соотношение скелетов радиолярий, сохранивших кремневый состав и замещенных карбонатным веществом. Обычно в породах глинисто-кремнистого состава скелеты, которые сохранились, представляют собой кремневые линзы, частично пиритизированные или слабо карбонатизированные, реже они полностью замещаются кальцитом.

В прослоях радиоляритов, практически лишенных глинистой примеси, процессы вторичных преобразований весьма разнообразны. По минеральному составу прослоев радиоляритов отложения баженовской свиты можно разделить на два типа разреза и переходные подтипы между ними. В первом типе разреза все прослои радиоляритов сохраняют кремневый состав, при этом обычно отмечается слабая кальцитизация пород (до 5-10 %). Во втором типе разреза маломощные прослои радиоляритов (толщиной в первые десятки сантиметров) еще на этапе раннего диагенеза полностью замещаются средне-мелкокристаллическим кальцитом с образованием вторичных известняков. Тогда так более

мощные прослои в диагенезе сохраняют кремневый состав, а позднее, в катагенезе, согласно результатам изотопного анализа карбонатов [2], частично или полностью замещаются карбонатными минералами. В этом случае морфология скелетных остатков хорошо видна сквозь вторичные карбонатные минералы. Такие слои могут иметь зональное строение: в центральной части оставаться кремневыми, а в подошве и кровле замещаться кристаллами вторичных доломитов или известняками с пойкилитовым цементом. Для смешанных типов разреза характерно наличие как кремнистых прослоев радиоляритов, так и вторично карбонатизированных.

Постседиментационные процессы в значительной степени обусловлены влиянием структурно-тектонического фактора, контролировавшего физико-химические условия в придонных водах и верхней части осадка, предопределившие, в свою очередь, первичную цементацию радиоляритов кальцитом или кремнеземом. В первом случае породы становились фактически монолитными и катагенетические флюидные растворы их практически не могли изменить. Во втором случае, напротив, в породах сохранялась пористость, благодаря которой радиояриты подвергались в катагенезе активной переработке флюидными растворами, с формированием вторичной пористости.

Таким образом, в отложениях баженовской свиты одним из основных природных резервуаров являются прослои радиоляритов, которые сохранили первичную или приобрели вторичную пористость, а также подверглись растрескиванию под действием автофлюидоразрыва пород на стадии нефтегенерации.

Литература:

1. *Баженова О.К.* Аутигенная нефтеносность кремнистых толщ // Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва, 1991.

2. *Немова В.Д., Колосков В.Н., Гаврилов С.С., Покровский Б.Г.* Стадийность и направленность вторичных преобразований пород-коллекторов нижнетутлеймской подсвиты на западе Широтного Приобья // Геология нефти и газа. №6. 2010 г. С.22-28.

3. *Немова В.Д.* Строение отложений баженовской свиты: закономерности и изменчивость // Нефть и газ Евразии. Электрон. журнал. - М.: 2012. - Т.7. - №12/1. – С.54-57.

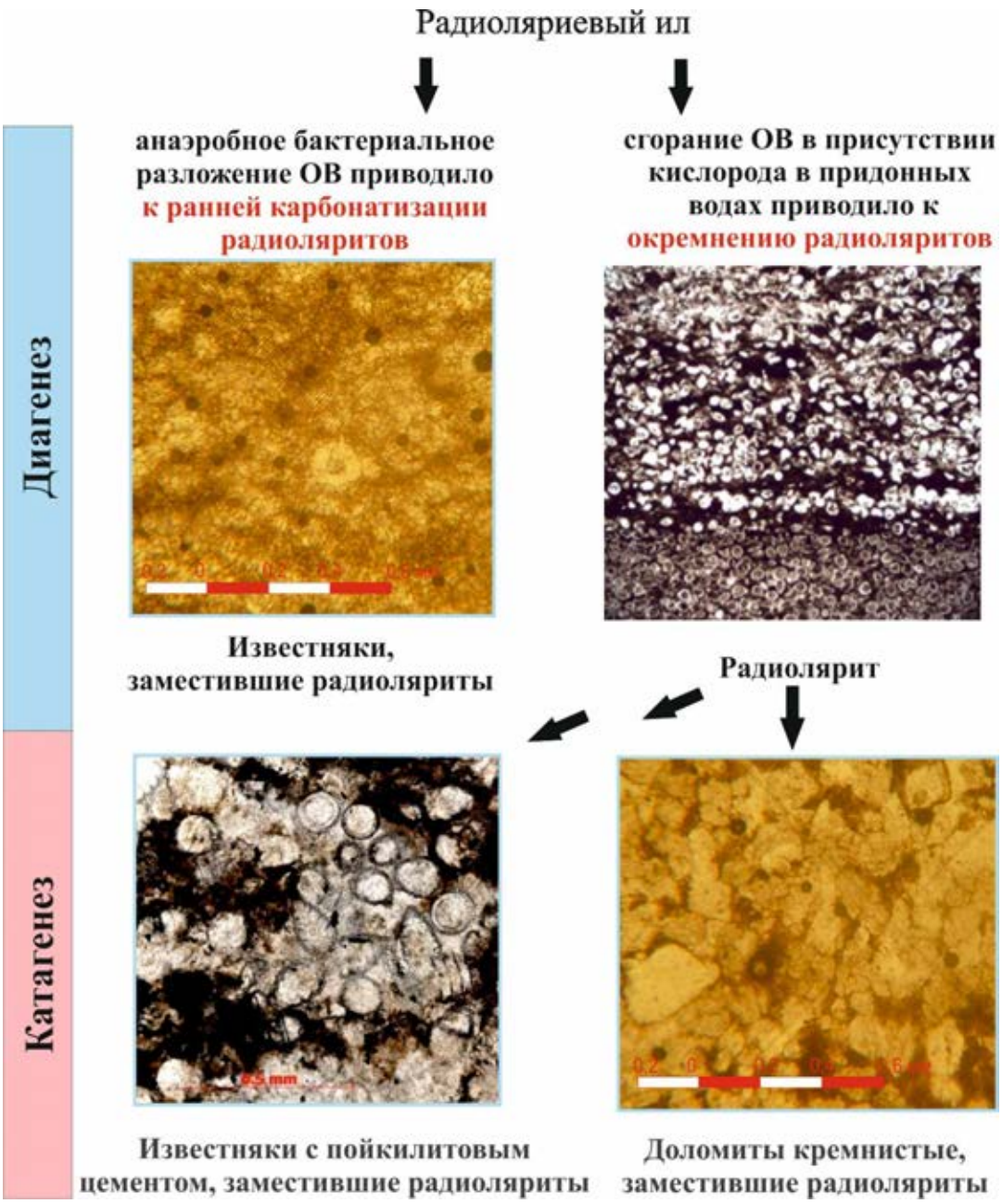


Рисунок 1 - Схема вторичных преобразований радиоляриевых илов

ЛИТОЛОГИЯ И ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.С. Окнова, А.Н. Коханова

ФГУП «ВНИГРИ», Санкт-Петербург, e-mail: ins@vnigri.ru

Построены карты коллекторов вендских отложений: непских (ванаварских) терригенных и тирских и тэтэрских карбонатных отложений юга Сибирской платформы. Судя по картам данных фильтрационно-емкостных свойств, их расположение, в большой мере, зависит от тектонического строения территории.

Выявлено, что на поднятиях значения средней открытой пористости выше, чем на их склонах. Большое значение имеют и литолого-фациальные условия.

Авторами построены карты коллекторов вендских отложений: непских (ванаварских) терригенных отложений и тирских и тэтэрских карбонатных отложений. Для определения фильтрационно-емкостных свойств отложений высчитывались средние и максимальные процентные содержания открытой пористости и проницаемости, которые строились на основе тектонической карты.

Непская (ванаварская) свита состоит из терригенных отложений и залегает в Непско-Ботуобинской, Байкитской антеклизах и Катангской седловине. На вершине Непского свода расположена Могдинская скв. В подошве пласта залегает гравелит кварцевого состава с ангидритовым цементом, пористый с битумом. Размеры обломочных зерен до 2,0 мм. Обломочный материал представлен зёрнами кварца (92%) и полевого шпата (8%). Объемная плотность открытых трещин 31,4 1/м, трещинная проницаемость 2,7 мД. Выше лежит аргиллит коричневого цвета прослоями песчаный со щелевидными кавернами. На приведенной карте средняя открытая пористость в центральной части Непского свода составляет 8,1%, проницаемость 10,5 мД, коллектор преимущественно поровый. На северо-востоке, в месторождениях Таас-Юряхском, Чаяндинском, Среднеботуобинском, Маччобинском обычно сложены песчаниками алевритовыми, моноклинальными, кварцевыми, с кальцитовым цементом порового типа микрослоистыми. Вверх по разрезу верхняя свита слагается преимущественно аргиллитами. Большая средняя открытая пористость от 8,1%, проницаемость высокая, в среднем 7,5 мД. В Чайкинской скважине №279 господствующее положение в разрезе занимают песчаники разнозернистые гравелитистые и гравелитовые. На карте средняя открытая пористость составляет 5,6%, средняя проницаемость 39,1 мД. Вещественный состав отложений полевошпат-кварцевый с содержанием кварца до 87 %, полевых шпатов – до 16 %. . Таким образом, в Непско-Ботуобинской антеклизе к поровым коллекторам отнесены коллекторы со средней открытой пористостью более 8% - порово-трещинные и трещинно-поровые, ниже 6% - не коллекторы. На Катангской НГО расположена Кулиндинская скважина №1. Площадь Кулиндинского участка в тектоническом отношении расположен на Собинско-Тэтэрском выступе Непско-Ботуобинской антеклизы. По оценкам СНИИГГиМС и ВНИГНИ прогнозные ресурсы (извлекаемые) категории Д1 Кулиндинского участка составляют 200 млн т условного топлива. Согласно статье [1] Огневско-Кулиндинский участок имеет среднюю открытую пористость Огневской площади 9,6%, проницаемость достигает 239 мД, в Кулиндинской скважине пористость составляет 9,2%, проницаемость достигает 51 мД. Эти значения достаточно велики, чтобы продолжать геологическое изучение Кулиндинского

участка. На юге Байкитской антеклизы расположены скважины Иринчиминская 155 и Енгдинская 154. В Иринчиминской скважине, вблизи Инкинеево-Чадобецкого прогиба, средняя открытая пористость составляет 13,3%, но средняя проницаемость 0,7 мД, т.е. здесь откладывались не коллекторы. В скв. Енгдинская-154 в разрезе ванаварской свиты выделяется горизонт песчаников, средняя открытая пористость 5,5%. Проницаемость редко превышает 1 мД, средняя проницаемость равна 0,3 мД.

Тирская свита в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы отложения представлены ангидритами, ангидрит-доломитами, глинистыми, строматолитовыми, с трещинами усыхания. На карте преимущественно поровые коллекторы встречены только на северо-востоке, на Кугасской скважине 364. Средние значения открытой пористости составляет 9,8%. В юго-западу в Могдинской скважине-9 средняя открытая пористость составляет 3,6%, коллекторы порово-трещинные и трещинно-поровые. На юго-востоке в Чайкинской скв. 279, на границе с Непско-Ботуобинской антеклизой, проходит Предпатомский прогиб, средняя открытая пористость составляет 2,7%, а средняя проницаемость - 106,5 мД. Здесь проходит перикратонное опускание. Согласно В.Е.Хаину (1964) перикратонное опускание – это широкие (до 1000 км), резко погруженного залегания фундамента, которые нередко отделяются от плит системами разломов, поэтому коллектор преимущественно трещинный. В Катангской седловине в подошве залегает алевролит песчанистый, с глинистым, ангидритовым и карбонатным цементом порового, базального типа. Доломиты в разной степени глинистые, пелитоморфные до тонкозернистых. На этом участке порода имеет брекчированный облик. На карте в Катангской НГО в Оронской и Охотничьей скважинах средняя открытая пористость равна 4,6% и 4,4%, коллекторы порово-трещинные и трещинно-поровые, севернее – менее 1%, не коллекторы. На Байкитской антеклизе тирской свиты в Енгдинской и Иринчиминской скважинах величины открытой пористости равны 4,2% и 4,3%, коллекторы порово-трещинные и трещинно-поровые.

Тэтэрская свита, усть-кутские горизонты охватывает всю территорию Непско-Ботуобинской антеклизы. Первый из них распространен в юго-западной части (Иркутская область), а второй – в северо-восточной части (Республика Саха-Якутия). На территории Непско-Ботуобинской антеклизы усть-кутский продуктивный горизонт пласт Б5 в нижней части горизонта сложен доломитами пелитоморфно-тонкозернистым, слабо известковистым, с фенестрами, заполненными галитом. Присутствуют открытые поры и каверны (10-12%) щелевидной формы размером до 2 мм - реликты первоначально биогермной породы. В кровле пласта Б5 глубина доломит средне-мелкозернистый с теневыми контурами водорослей, засолоненный. Порода кавернозно-пористая (8-10%). В отдельных кавернах и порах наблюдаются кристаллы галита. Усть-кутский продуктивный горизонт пласт Б3-4 отличается

большим разнообразием и частым переслаиванием разнотипных литологических разностей пород с мощностью слойков до 3,0 м. Открытая пористость составляет примерно 15-20%. Выше залегает ангидрит-доломитовая порода. В кровле верхнего усть-кутского горизонта (Б3-4) залегают доломит обломочно-оолитовый, обломочный с базальным цементом. На карте коллекторов тэтэрской свиты, максимальные значения отрытой пористости наблюдаются на вершине Непского свода на Могдинской скв.9 - 5,3%, на Преображенской скв. - 12,5%, на Санарской скв. - 8,0%, здесь коллекторы преимущественно поровые, среднего класса. На склонах Непского свода средние значения открытой пористости составляют менее 2% - это не коллекторы. На Катангской седловине, на продолжении Собинско-Тэтэрского выступа в Огневской скв. также высокие значения отрытой пористости – 5,2%, средняя проницаемость - 18,5 мД, коллекторы поровые, среднего класса. В скважине Кулиндинской-1 тэтэрские отложения представлены доломитами пелитоморфными, доломито-ангидритами, доломитами зернистых с реликтовой водорослевой структурой, доломитами глинистыми. Среди доломитов встречаются чистые ангидриты. Отмечаются трещины, залеченные солью. Фациальные условия тэтэрского времени характеризуются повышенной соленостью бассейна. Средняя открытая пористость составляет 2,2%. На Байкитской антеклизе коллекторов нет, открытая пористость колеблется от 0,9% до 1,1%. Максимальные значения достигают 2,6%, средние значения проницаемости только не более 0,01 мД.

Построенные карты коллекторов вендских отложений, выделение типов и классов коллекторов позволили сделать некоторые выводы относительно прогнозирования нефтегазопоисков. Судя по картам фильтрационно-емкостных свойств, средней открытой пористости, проницаемости отложений, в большой мере зависят от тектонического строения территории. Большое значение имеют и литолого-фациальные условия.

Литература:

1. Окнова Н.С., Коханова А.Н. Коллекторы осинского продуктивного горизонта нижнего кембрия на территории обеспечения трубопроводной системы ВСТО Восточной Сибири // Проблемы воспроизводства запасов нефти и газа в современных условиях. СПб, ВНИГРИ, 2014, с. 227-235.

2. Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). Новосибирск: изд. Сибирского отд. РАН, 2007, 464 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЖЕНОВСКО-АБАЛАКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ФРОЛОВСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Олейник Е.В. [1], Оксенойд Е.Е.[1]

[1]АУ «НАЦ РН им.В.И.Шпильмана», Тюмень, e-mail: oleynik@crru.ru, oksenoyd@crru.ru

Исследованы изменения литологических характеристик пород баженовско-абалакских отложений по данным макроописания и микроскопическим исследованиям керна, по данным ГИС, геохимическим исследованиям керна методом пиролиза и данным методов РСА и РФА. Определен минеральный состав пород, вычислены средние значения содержания основных компонентов минералогического состава по свитам и по прослеженным в них пачкам. Отложения свит существенно отличаются друг от друга по минеральному составу и по содержанию органического углерода. В отложениях абалакской свиты преобладает глинистое вещество, в баженовских породах доминирует кремнистая составляющая. Средняя концентрация углерода составляет 9.76% в баженовской и 1.79% -в абалакской свитах. Рассматриваемые как потенциальные коллекторы карбонатные и кремнистые разности характеризуются преимущественно биоморфной радиоляриевой структурой.

Корреляции разреза баженовской и абалакской свит и выделению в их разрезе реперных слоев и пачек посвящено большое количество трудов исследователей Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [2,3,4,5]. Основным районом этих исследований являются Красноленинское и Салымское месторождения, с которыми связаны максимальные по запасам и площади залежи углеводородов в баженовско-абалакском комплексе. Территория исследований, которой посвящена данная работа, расположена между этими месторождениями, чем вызывает интерес, как в плане сопоставления салымского и красноленинского типов разреза баженовско-абалакского комплекса, так и в отношении выявления и оценки на этой территории зон перспективных для поиска углеводородов (рис.1).

В исследуемом районе согласно региональной стратиграфической схемы келловея и верхней юры Западной Сибири (2004 г.) в составе верхнеюрских отложений выделены абалакская и баженовская свиты (Фроловско-Тамбейский район); абалакская и тутлеймская свиты (Казым-Кондинский район). Абалакская свита распространена на всей территории Фроловской мегавпадины, датируется позднебатским (J_2bt_3) - раннетитонским (J_3t_1) веками. Отложения возрастных аналогов баженовской свиты и нижней подсвиты тутлеймской свиты датируются среднетитонским (J_3t_2) – берриасским (K_1b) веками, возраст верхней подсвиты тутлеймской свиты - берриасскиий – валанжинский века раннего мела.

В пределах Фроловской мегавпадины проведены исследования кернового материала из отложений верхнеюрской части разреза по 27 скважинам (около 700 м). Процент выноса керна из верхнеюрских отложений низкий, в среднем ниже 40%. При изучении разреза в первую очередь рассматриваются скважины с максимальным процентом выноса керна с целью выявления контактов свит для корректной привязки кернового материала к данным

геофизических исследований скважин. В рассматриваемых отложениях это четкий эрозионный контакт абалакской и тюменской свит и, менее выраженный, но все же прослеживаемый и в керне, и по данным ГИС контакт баженовской и абалакской свит. Кроме контактов реперами при привязке керна являются прослои кремнистых и карбонатных пород. Даже при незначительных толщинах (около 0.1 м) плотные породы отображаются на диаграммах ГИС повышением сопротивления, и, кроме того, фиксируются по данным акустического и нейтронного каротажа.

В целом, изучаемый разрез - это преимущественно монотонная толща, представленная глинистыми, кремнистыми породами и их переходными разностями в разной степени известковистыми и битуминозными. В определенных частях разреза встречаются прослои силицитов с преобладанием в составе кремнистой составляющей и прослои известняков. Несмотря на монотонное строение, в разрезе свит просматриваются изменения литологических характеристик, что позволяет разделить их на ряд пачек. Выделенные в разрезе баженовско-абалакских отложений пачки не являются синхронными границами. Речь идет о закономерности изменения литологических характеристик в разрезе верхнеюрских отложений, которая прослеживается по всей территории Фроловской мегавпадины.

Минеральный состав баженовско-абалакских отложений определен по результатам выполненных лабораторных исследований керна 12 скважин: пиролиза, рентгеноструктурного и рентгенофлюоресцентного анализов. По полученным данным вычислены средние значения содержания основных компонентов минералогического состава по свитам и по прослеженным в них пачкам. Отложения свит существенно отличаются друг от друга по минеральному составу. В составе отложений абалакской свиты преобладает глинистое вещество, в баженовских породах доминирует кремнистая составляющая. Максимальное содержание кремнистой составляющей приурочено к подошвенной части баженовской свиты, вверх по разрезу содержание кремнистого вещества уменьшается. В отложениях абалакской свиты наблюдается обратная закономерность: содержание кремнистого вещества увеличивается вверх по разрезу и, соответственно, в кровле абалакской свиты уменьшается содержание глинистых минералов.

Породы отличаются и по содержанию органического углерода. В баженовской свите средняя концентрация углерода составляет 9.76%, максимальная - 25.8%. Минимальные значения, как правило, соответствуют образцам с повышенным содержанием карбонатного вещества. Концентрация органического углерода в отложениях абалакской свиты значительно ниже: не превышает 7.72% и в среднем составляет 1.79% (табл. 1).

Таблица 1. Среднее содержание основных компонентов минерального состава по пачкам и свитам

Пачка	Минеральный состав, %						
	Глинистое вещество		Кремнистое вещество		Карбонатное вещество		TOC,%
	min	max	min	max	min	max	
баженовская свита	25.83	30.23	32.77	39.30	7.49	11.43	9.76
10	27.66	31.96	19.58	26.07	9.26	14.67	12.48
9	26.10	30.67	27.05	33.83	9.25	13.28	10.94
8	20.09	23.67	45.47	53.36	3.30	4.30	10.13
7	23.56	27.36	46.40	52.77	6.95	10.40	7.27
6	28.85	34.39	43.64	50.02	3.74	7.33	4.65
абалакская свита	36.69	42.95	30.14	35.56	4.38	4.48	1.79
5	33.76	39.12	37.96	44.28	2.92	7.08	2.14
4	32.18	37.90	33.29	38.51	7.41	8.67	1.78
3	38.79	46.14	31.99	37.29	0.75	1.42	1.14
2	37.36	42.45	28.18	32.57	5.30	9.48	1.28
1	41.99	49.47	21.00	26.81	0.31	0.59	2.24

Согласно целому ряду исследований коллекторами в баженовской и абалакской свитах преимущественно являются прослои, представленные карбонатными и кремнистыми разностями [1,4]. В изученных скважинах они характеризуются в основном биоморфной радиоляриевой структурой различимой в шлифах. Карбонат представлен вторичными кальцитом, редко – доломитом, первичный биогенный кальцит встречается в верхней части баженовской свиты, представлен скоплениями раковин двустворчатых моллюсков различной сохранности в прослоях глинистых пород.

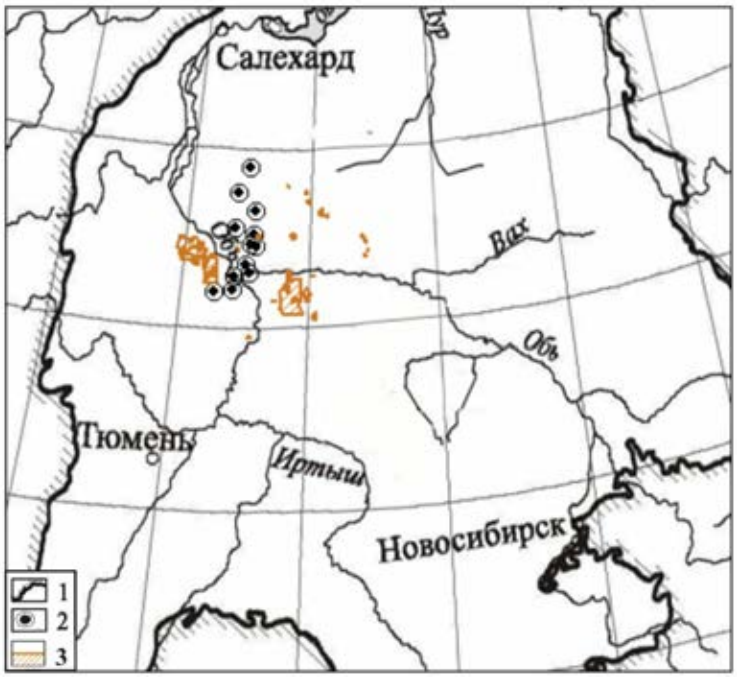


Рисунок 1 - Схема расположения скважин с лабораторными исследованиями керна. 1 - граница Западно-Сибирской плиты; 2 - изученные скважины; 3- залежи нефти баженовско-абалакского НГК, открытые на территории ХМАО-Югры

Литература:

1. *Алексеев А.Д., Немова В.Д., Колосков В.Н., Гаврилов С.С.* Литологические особенности строения нижнетутлеймской подсвиты Фроловской нефтегазоносной области в связи с особенностями ее нефтеносности, Геология нефти и газа, №2, 2009 стр. 27-33

2. *Белкин В.И., Ефремов Е.П., Каптелинин Н.Д.* Строение и нефтегазоносность баженовского резервуара. // Литология и полезные ископаемые, № 2, 1985, с. 43-58.

3. *Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др.*/ Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986, 216 с.

4. *Зубков М.Ю.* Литолого-петрографическая характеристика отложений баженовской и абалакской свит центральной части Красноленинского свода (Западная Сибирь). //Геология и геофизика, 1999, т.40, №12, с. 1821-1836.

5. *Хабаров В.В., Барташевич О.В., Нелепченко О.М.* /Геолого-геофизическая характеристика и нефтеносность битуминозных пород баженовской свиты Западной Сибири. – М., ВИЭМС, 1981, 44 с.

ТУФЫ И ТУФФИТЫ В БАЖЕНОВСКОМ ГОРИЗОНТЕ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

И.В.Панченко[1,3], В.А.Камзолкин[2], А.В.Латышев[3,2], И.Д.Соболев[3]

[1]ЗАО «МиМГО», Москва, e-mail: ivpanchenko89@gmail.com

[2]ИФЗ РАН, Москва, e-mail: vkamzolkin@gmail.com

[3]МГУ, Москва, e-mail: anton.latyshev@gmail.com

В баженовском горизонте Западной Сибири обнаружены тонкие прослои и серии прослоев пепловых туфов и туффитов андезибазальтового состава. Прослои распространены на огромной площади, приурочены к узкому стратиграфическому диапазону и могут быть использованы в качестве маркирующих горизонтов.

В керне нескольких десятков скважин, вскрывающих нефтеносные отложения баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты (баженовский горизонт), обнаружены серии темно-бурых тонких туфовых и туффитовых прослоев. Выделено до 5 туфогенных прослоев, все они тяготеют к единому стратиграфическому диапазону. Последнее подтверждается сопутствующими находками аммонитов, по которым возраст указанных прослоев оценивается как средне-поздне-волжский (аммонитовые зоны Epilaugeites vogulicus - Praehetaites exoticus, согласно определениям аммонитов Е.Ю. Барабошкина). Присутствие туфового материала в породах баженовского горизонта неоднократно упоминалось в литературе [1, 2, 3, 5], однако нет данных о нахождении непосредственно туфовых и туффитовых прослоев.

Туфы и туффиты встречены в керновом материале повсеместно, где в соответствующем интервале присутствовал керн. Находки их, на данный момент, отмечены на огромной территории (рис. 1). Туфогенные прослои весьма тонкие, их мощность составляет первые миллиметры. Выделение их в разрезе стало возможным, в первую очередь, благодаря их интенсивно-яркому желтому либо оранжевому свечению в ультрафиолетовом свете (УФ). В ходе петрографического изучения прослоев в шлифах и по результатам определения химического состава выявлена их туфогенная природа.

Обнаружены прослои как туфов, состоящих преимущественно из вулканогенного материала, так и туффитов, содержащих значительные количества осадочного материала. Туфы в петрографических шлифах кристалло-витрокластические мелко-тонко обломочные (то есть, преимущественно пепловые туфы: частицы размером 0,01 – 0,1, до 0,2 мм), с вулканическим стеклом, чаще всего измененным, и кристаллокластами плагиоклаза, нередко сильно цеолитизированными, с развитием натролита (рис. 2). Именно содержание натролита в туфогенных прослоях обуславливает свечение в УФ. Вариации состава туфов незначительны, состав туффитов, в целом, аналогичен туфам, но может быть существенно изменчив в зависимости от содержания компонентов вмещающей осадочной породы. В

петрографических шлифах по угасанию полисинтетических двойников кристаллокласты плагиоклаза из туфов и туффитов определяются как андезин (An_{35-39}), что соответствует среднему составу магматических пород.

По результатам рентгенофлуоресцентного анализа (табл. 1), состав туфов отвечает андезибазальтам нормальной щелочности. По предварительным данным, вариации состава по площади не фиксируются.

Низкие скорости седиментации баженовской и тутлеймской свит способствовали накоплению и сохранности столь тонких прослоев туфов и туффитов. Вероятнее всего, в иных фациальных обстановках, покрывших пепловые облака, данные туфогенные прослои могли не сохраниться, что затруднит в дальнейшем поиск источника вулканизма. Тонкая размерность туфовых частиц позволяют сделать вывод о дальнем переносе вулканического пепла при сравнительно мощных извержениях андезитов или андезибазальтов. Анализ частоты встречаемости туфогенных прослоев, их мощностей, показывает, что источник вулканического пепла находился к востоку от Западно-Сибирской плиты. В конце юры – раннем мелу ближайшая зона вулканической активности находилась на территории современной Верхояно-Чукотской складчатой области, где функционировали вулканические аппараты, например, Уяндино-Ясачненского вулкано-плутонического пояса [4].

Обнаруженные туфогенные прослои можно использовать как реперные стратиграфические и литологические уровни в баженовском горизонте, приуроченные к верхней части баженовского горизонта (средний и верхний волжские подъярусы). Туфогенные прослои легко диагностируется в разрезе благодаря описываемым признакам и, главным образом, за счет яркого свечения в ультрафиолете.

Авторы выражают большую благодарность профессору Е.Ю. Барабошкину (геологический факультет МГУ им. М.В, Ломоносова) за предоставленные определения аммонитов и консультации.

Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов в прослое туфов

Na_2O (%)	MgO (%)	Al_2O_3 (%)	SiO_2 (%)	K_2O (%)	CaO (%)	TiO_2 (%)	MnO (%)	$FeO + Fe_2O_3$ (%)	P_2O_5 (%)
1.25–1.35	1.25–1.6	36-39	53.3-54	2.65-2.55	0.3-0.4	0.4	<0.005	1.2-2.5	0.15

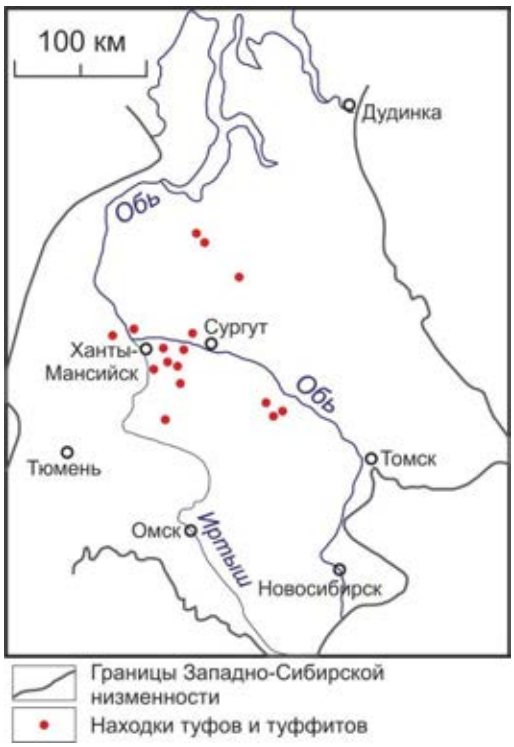


Рисунок 1 - Схема с находками туфов и туффитов в баженовском горизонте Западной Сибири

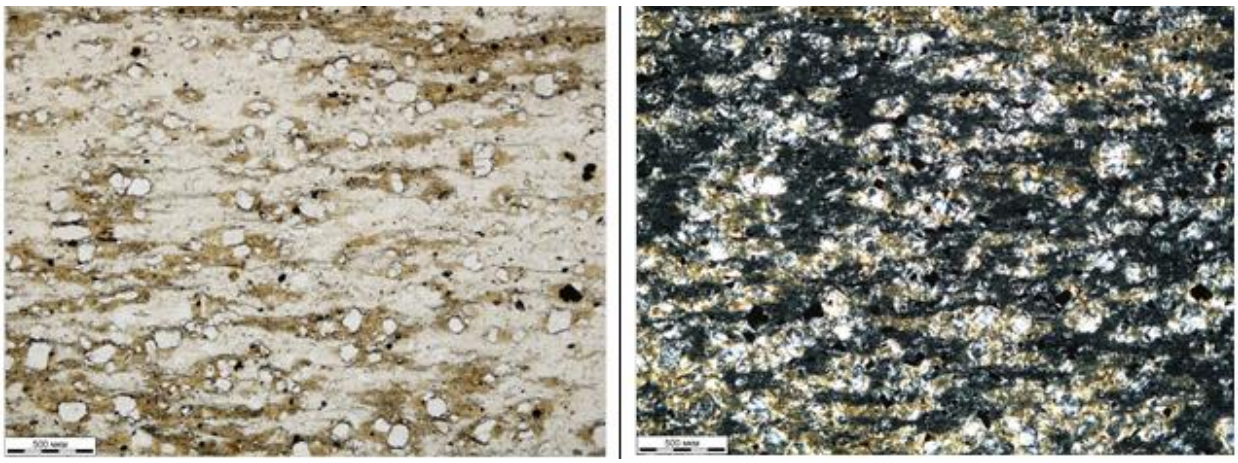


Рисунок 2 - Прослой пеплового туфа. Крупные вкрапленники – цеолитизированные зерна плагиоклаза, за счет которых порода флюоресцирует. Слева – фотография петрографического шлифа без анализатора, справа – с анализатором

Литература:

1. Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность // Советская геология. -1981. № 11. -С. 3-12.

2. Дорофеева Т.В., Краснов С.Т., Лебедев А.А. Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири. Л.: Недра, 1983. - 131 с.

3. Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. - М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. - 600 с.

4. Полянин В.С. Региональная геология. Учебное пособие. Часть 2. Подвижные пояса неогея /. Казань: Казанский государственный университет, 2009. - 142 С.

5. Филина С.И., Корж М.В., Зонн М.С. Палеогеография и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. М.: Наука, 1984.

СОСТАВ И ПУСТОТНОЕ ПРОСТРАНСТВО ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

Постников А. В[1]., Сивальнева О. В[2]., Пошибаев В. В[3].,
Ганаева М. Р.[4], Оленова К.Ю.[5]

Российский Государственный Университет нефти и газа имени И.М. Губкина, 119991, г. Москва, Ленинский проспект, д. 65

[1] – *e-mail: apostnikow@mtu-net.ru*

[2] – *e-mail: sivalneva.o@gubkin.ru*

[3] – *e-mail: poshibaev@yandex.ru*

[4] – *e-mail: milenagana@gmail.com*

[5] – *e-mail: olenovaksen@mail.ru*

Баженовская свита сегодня представляется одним из наиболее перспективных и широко известных нефтегазоносных объектов России. Вместе с тем высокая сложность строения обусловливает недостаточную изученность ее как нефтематеринская свиты и как нетрадиционного коллектора углеводородов. Проблемы освоения запасов баженовской свиты во многом связаны со специфическими особенностями как состава, текстуры и структуры пород, так и их пустотного пространства.

В связи с этим весьма востребованными представляются исследования пород баженовской свиты на микроуровне. В дополнение к стандартному литологическому изучению пород в шлифах использован новый комплекс методов для исследования структуры пустотного пространства. В данный комплекс входят растровая электронная микроскопия (РЭМ), структурное моделирование пород по фотографическому изображению шлифов и стереоскопические исследования.

В результате стандартных оптических микроскопических исследований определено, что породы представлены преимущественно силицитами с различным соотношением глинисто-керогеновой и кремнистой составляющих, для которых характерны сложные структурные взаимоотношения. Детализация особенностей, выявленных в результате стандартного литологического описания шлифов, проведена методами РЭМ и стереоскопии.

Изучение трещиноватости пород и вторичных преобразований, в том числе процессов выщелачивания и минерализации оказалось значительно информативнее с использованием

метода стереоскопии. Современная стереомикроскопия позволяет уменьшить разрыв в уровне исследований от макроскопических визуальных до оптической микрокопии по петрографическим шлифам и электроннной микроскопии. При исследовании пустотного пространства пород в объемном изображении можно проследить вариации размеров, конфигурации, распределения, каналов связи между порами, определить структуру минерального выполнения и соотношение с пленками тяжелых УВ. Кроме того, была исследована поверхность трещин, определена степень их выровненности, характер и стадийность минерализации.

В результате стереоскопических исследований зафиксирована микрозернистая структура породы, причем отдельные зерна разделены микроскоплениями ОВ. Установлена ячеистая структура радиоляритов, где раковины радиолярий разделены глинисто-керогеновой массой, выявлены структурные взаимоотношения крупных органогенных остатков с вмещающей массой с появлением возможности оценки их количественных объемных соотношений.

В аспекте изучения пустотного пространства методами стереоскопии выявлено несколько типов пустотного пространства. В породах присутствует микропористость, которая, по большей части, заполнена ОВ. При этом выделяются более крупные поры, приуроченные к трещинам – результат процессов выщелачивания карбонатного материала. В редких случаях обнаружены каверны сложной конфигурации, заполненные тяжелыми УВ. Наиболее крупные каверны выщелачивания приурочены к раковинам пелеципод. На последующих стадиях формирования пород на стенках каверн образуются кристаллы кальцита размером до 0,4-0,5 мм.

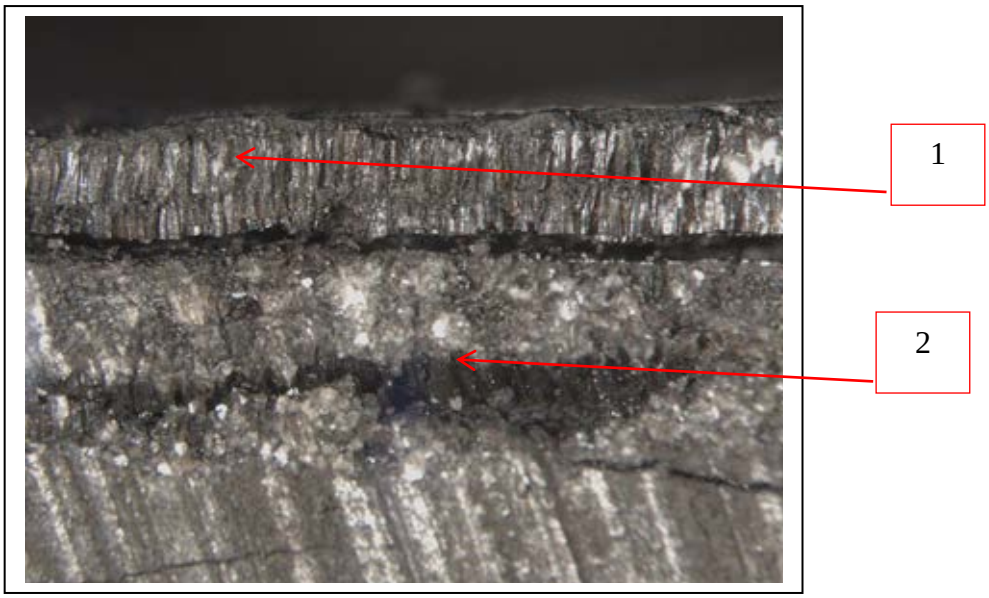


Рисунок 1 - Выщелачивание, приуроченное к раковинам пелеципод. Реликтовая структура раковины (1) и новообразованные кристаллы в каверне выщелачивания (2)

Исследования микроструктуры пустотного пространства и его минерального выполнения пород баженовской свиты методами РЭМ проводились на образцах, из которых извлечена легко экстрагируемая составляющая органического вещества. В результате исследования образцов пород выявлено, что в них широко развиты различные морфологические типы пустот, приуроченные к межзерновому пространству, а также к поверхностям микротрещин. По-видимому, большая часть этих пустот была заполнена экстрагированным ОВ. Такое ОВ можно рассматривать как потенциально извлекаемое методами физико-химического воздействия на породу.

Размер пустот колеблется от единиц микрон до 400-450 мкм. Наиболее крупные пустоты по морфологии могут быть разделены на два типа. Первый тип приурочен к субгоризонтальным микротрещинам и представляет собой пустоты выщелачивания, они имеют вытянутую форму и ориентированы вдоль трещин. Второй тип имеет сложную конфигурацию, извилистые края и также, по-видимому, представляет собой пустоты выщелачивания. Эти пустоты ориентированы вдоль напластования. Микропустоты распределены в породах довольно равномерно и создают ячеистую микропористую структуру.

Изучение минерального состава пород баженовской свиты с помощью микроанализа показало, что глинистые разности преимущественно имеют гидрослюдистый состав, а другие породы обладают смешанным глинисто-кремнисто-карбонатным составом. В породах встречаются многочисленные включения агрегатов и отдельных кристаллов пирита. В пустотах выщелачивания отмечены выделения агрегатов фосфатных минералов.

Таким образом, пустотное пространство пород баженовской свиты имеет весьма сложную структуру, выделяется три типа пустот: микропористость, каверны выщелачивания и природные трещины. Полученные данные расширяют представления о баженовской свите как высокоемком источнике углеводородов.

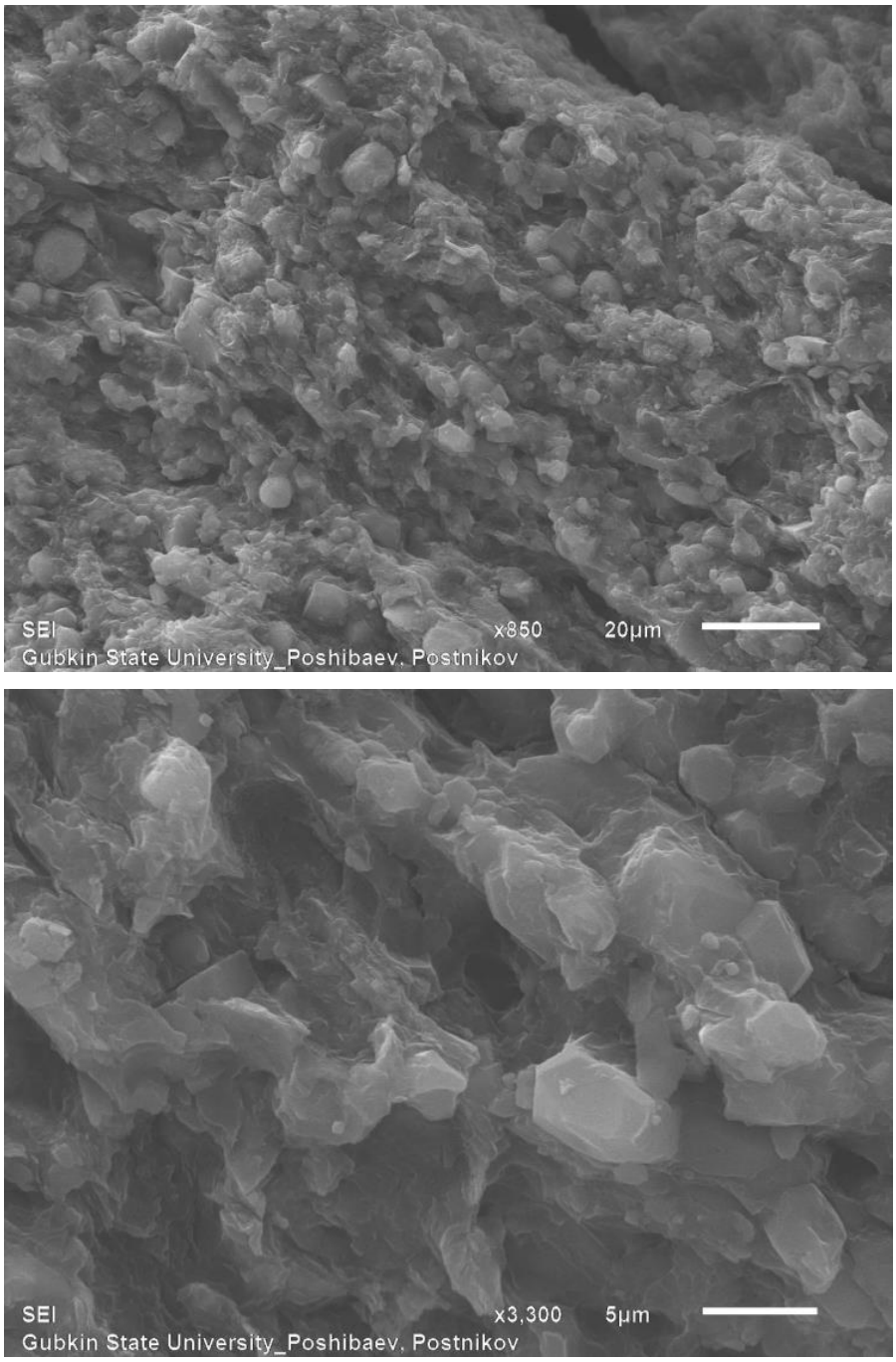


Рисунок 2 - Ячеистое распределение микропор в силиците карбонатно-керогеновом

ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА И ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ПОРОД ХАДУМСКОЙ И БАТАЛПАШИНСКОЙ СВИТ В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-КАВКАЗСКОЙ НГП

Постников А. В., Постникова О. В., Осинцева Н. А.,
Сивальнева О. В., Пошибаев В. В., Ганаева М. Р.

Российский Государственный Университет нефти и газа имени И.М. Губкина, Москва,
osintseva.n@gubkin.ru

В работе представлены результаты исследования вещественного состава и структуры пустотного пространства пород разрезов скважин и обнажений хадумской и баталпашинской свит. Отложения хадумской и баталпашинской свит представлены преимущественно глинистыми породами. Так как в изучаемых отложениях открыты промышленные месторождения нефти и газа, то породы хадумской и баталпашинской свит могут рассматриваться в качестве нетрадиционных коллекторов. Изучение структуры пустотного пространства показало, что пористость представлена микропорами, щелевидными порами, трещинами и микротрещинами.

Хадумская свита залегает в основании майкопской серии в пределах Северного Предкавказья и на сегодняшний день вместе с перекрывающей ее баталпашинской свитой представляются одним из перспективных нефтегазоносных объектов России. Не смотря на практически уже вековое изучение, до сих пор остаются дискуссионными вопросы литологического состава, емкостных характеристик и методов прогнозирования пород-коллекторов. Изучение осложняет тот факт, что в последние 15 лет практически не бурились скважины с отбором керна

Для уточнения литологического состава и структурных особенностей пород хадумской и баталпашинской свит было произведено изучение образцов керна Воробъевского и Южно-Спасского месторождений. Стоит отметить, что в результате небрежного хранения керновый материал подвергся необратимым вторичным преобразованиям.

Изучение проводились методами стандартной оптической микроскопии, для которой изготавливались петрографические шлифы толщиной тоньше стандартной (порядка 0,01-0,02 мм). Также бал проведен рентгенофазовый анализ и исследования в растровом электронном микроскопе.

На основании литологической неоднородности хадумская свита подразделяется на три горизонта: пшехский, полбинский или остракодовый пласт и горизонт морозкиной балки. Пшехский горизонт представлен преимущественно глинистыми известковистыми разностями пород с единичными прослоями неизвестковистых глин. Текстура пород

неяснослоистая или имеет тонкую горизонтальную слоистость. Минеральный состав пород преимущественно гидрослюдистый с карбонатной и кремнистой примесью. Присутствует ОВ в виде рассеянных включений (0,05-0,15 мм), прожилок длиной до 0,25 мм, а также в виде скоплений (до 2 мм). Количество ОВ – около 5-10%. Встречаются сульфиды железа в виде включений округлой и неправильной формы (0,02-0,35 мм), которые часто образуют прерывистые прослои шириной до 0,40 мм и скопления размером до 1,20 мм. Количество сульфидов –7-10%. Выделения сульфидов часто приурочены к скоплениям ОВ.

Присутствует терригенная примесь в виде обломков кварца мелкоалевритовой размерности (0,01-0,03 мм). Форма обломков полуугловатая, полуокатанная. Количество – около 2-3%. Встречаются многочисленные рыбьи остатки, а также целые скелеты рыб. Среди вторичных процессов следует отметить пиритизацию и сидеритизацию.

Выше по разрезу выделяется остракодовый пласт (полбинский горизонт), мощность которого непостоянна и по оценкам разных специалистов в пределах северного Предкавказья колеблется от 30 см до нескольких метров. Данный пласт отличается по упругим свойствам от нижележащих и вышележащих пород и является региональным репером.

Горизонт морозкиной балки представлен переслаиванием глин известковистых и неизвестковистых с незначительной кремнистой примесью. Породы сложены преимущественно глинистым материалом гидрослюдистого состава с кремнистой примесью. Кроме того, присутствует органическое вещество (ОВ). Кремнистая и глинистая компоненты образуют единую структуру и визуально практически неотделимы друг от друга, поэтому определение количественного содержания примесей затруднено. В породах также присутствуют сульфиды железа в виде рассеянных по породе включений округлой формы размером 0,01-0,05 мм (количество – 7-8%), встречается ОВ в виде тонких прожилок длиной до 0,30 мм (10-15%).

Присутствует терригенная примесь в виде единичных зерен кварца и чешуек слюды мелкоалевритовой (0,01-0,03 мм) размерности. Встречаются многочисленные рыбьи остатки.

Породы баталпашинской свиты представлены глинистыми разностями с незначительным содержанием кремнистой составляющей, а также встречаются прослои доломитов микрозернистых глинистых. Порода сложена преимущественно глинистым материалом гидрослюдистого состава с терригенной примесью мелкоалевритовой размерности. Кроме того, присутствует кремнистое вещество, пелитоморфная карбонатная примесь и, в небольшом количестве, органическое вещество (до 5-7%). Все компоненты чаще всего образуют единую структуру и визуально практически неотделимы друг от друга, поэтому определение количественного содержания примесей затруднено.

Присутствуют сульфиды железа в виде рассеянных по породе включений округлой формы размером 0,03-0,05 мм, количество которых на отдельных участках достигает 7-8%.

Отложения хадумской и баталпашинской свит представлены глинистыми породами и могут рассматриваться в качестве нетрадиционных коллекторов. Пустотное пространство в эти породах может быть связано с горизональной трещиноватостью, наблюдаемой в керне. Следует отметить, что большая часть трещин выполнена кристаллами сульфатов (согласно данным РФА и РЭМ) белого цвета. Роль сульфатов в формировании современного пустотного пространства очевидна: стенки трещин «подпираются» кристаллами, вероятнее всего раскрытость трещин связана с кристаллизацией сульфатов.

Также отмечаются микротрещины, различимые на фотографиях, сделанных с помощью растрового электронного микроскопа. Микротрещины имеют преимущественно субгоризонтальное простирание, частично или полностью минерализованы водным сульфатом магния. Раскрытость этих трещин достигает 150-300 мкм. Часть пустотного пространства представлена щелевидными, удлиненными порами раскрытостью 2-3 мкм, вплоть до 5-7 мкм. В глинистом матриксе породы удалось выявить лишь незначительное количество пор, приуроченных к участкам пиритизации по породе, обнаружена ячеистая микропористая структура кремнисто-глинистой матрицы

Таким образом, выявленное пустотное пространство может служить емкостью для углеводородов, а трещины могут обеспечивать проницаемость пород.

ВЕЩЕСТВЕННО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПОРОДАХ «КУОНАМСКОЙ» ФОРМАЦИИ

Попова М. В.

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск, Россия, e-mail: popova@sniiggims.ru

В работе дана характеристика вещественно-петрографического состава пород и органического вещества нижне-среднекембрийской глинисто-карбонатной битуминозной «куонамской» формации, сформировавшейся в различных фациальных условиях.

Памяти Ивана Васильевича Шаламова, геолога-полевика, посвящается

Наиболее древние, обогащенные органическим веществом (ОВ) отложения (венднижний-средний кембрий) сформировались в Ю-В части Сибирской платформы. Существовавший в это время обширный солеродный бассейн, распространявшийся с З и Ю-

З до полосы барьерных рифов между Анабарским и Алданским сводовыми поднятиями, предопределил развитие благоприятных условий аккумуляции доманикоидных отложений, обладающих высоким нефтегенерационным потенциалом [2]. К С-В и Ю от барьерных рифов, в Оленекско (Анабаро-Ленское междуречье) - Алдано-Майском бассейне сформировалась уникальная по содержанию ОВ (до 30%) нижне-среднекембрийская глинисто-карбонатная битуминозная формация, известная в литературе как «куонамская» [1]. Породы формации по своим битуминологическим показателям не уступают черносланцевым толщам, являющимися объектами промышленной нефте - и газодобычи в Северной Америке и привлекают внимание своим специфическим обликом и вещественно-петрографическим составом минерального и органического вещества.

Отложения «куонамской» формации накапливались в условиях громадного эпиконтинентального морского бассейна, разделенного цепью рифовых построек на две обширные области. На Ю-З это область с лагунным режимом и повышенной соленостью, представляющая собой мелководный шельф, где преобладают сульфатные, соленосные породы, известняки и доломиты. На В это область с нормальной соленостью вод и морским режимом, где в более глубоководной части шельфа в обширной палеодепрессии, в условиях сильной декомпенсации сформировались преимущественно доманикиты. Разграничивались области сравнительно узкой полосой рифогенных образований. От глубоководного шельфа на С-В и В они отделялись цепью подводных поднятий (Уджинское, Оленекское и др.). В зависимости от палеогеографического положения выделяются рифовая, предрифовая, склоновая фациальные зоны и зоны локальных впадин дна, центральная, зарифовая, подводных поднятий и глубоководного склона. Для каждой фациальной зоны характерен свой тип разреза с присущими только ему литологическими особенностями [3].

По вещественному составу породы «куонамской» формации подразделяются на глинистые (аргиллиты), глинисто-карбонатные (аргиллиты карбонатные, мергели глинистые), карбонатно-глинистые (мергели, глинистые известняки и доломиты), карбонатные (известняки и доломиты) и кремнистые (силициты) породы. Так аргиллиты и силициты встречаются преимущественно в разрезах локальных впадин и центральной зоны, а карбонатные - предрифовой зоны. Депрессионный комплекс отложений представлен карбонатными породами (известняки, доломиты, мергели) – 51.69%, аргиллитами – 35,35% и силицитами – 12,95%. Горючие сланцы составляют 20,27% всех пород.

Все породы в той или иной степени обогащены ОВ (Сорг от 0.11 до 29.9%), которое имеет ясно выраженную сапропелевую природу и представлено четко диагностируемым коллоальгенитом (KAl). В породах, с преобладанием карбонатной составляющей, ОВ заполняет межзерновые пространства, микростилолитовые швы (рис. 1), образует вытянутые

по слоистости тонкие прожилки. В глинистых разностях органо-минеральная основа представляет собой дисперсную смесь KAl с глинистым веществом. KAl образует также свободные от минеральной составляющей линзы-прослои (рис. 2), иногда с комковатой структурой (рис. 3). В глинисто-KAl основу включены такие микрокомпоненты как псевдовитринит (PVt) в виде линзообразных (рис. 4) и полосовидно-волнистых образований, напоминающих обрывки водорослей (рис. 5); талломоальгенит (TAl) шарообразной и элепсовидной формы (рис. 2, 6); хитинит (XT) (рис. 3, 6) и минералы (халцедон, кварц, глауконит, пирит). В породах присутствует кроме того темно-коричневое битуминозное вещество, которое окрашивает преимущественно центральные части спикул губок (рис. 7), пропитывает также конкреции, прослои, имеющие сфероагрегатное строение и кремнисто (халцедон) – карбонатный (кальцит) состав, концентрируясь по краям и в центре (рис.8).

Проведенные исследования различных типов пород «куонамской» формации показали, что основная масса ОВ представлена коллоальгенитовой составляющей – бесструктурным ОВ, образовавшимся из водорослей и характеризующимся высоким генерационным потенциалом. Концентрация ОВ связана с фациальными условиями осадконакопления и наиболее обогащенные ОВ породы накапливались в морских условиях с нормальной соленостью вод в наиболее глубоких участках дна центральной части палеодепрессии и локальных впадин (Кютюнгдинская, Силигирская, Суханская, Вилюйская.

Литература:

1. Кембрий Сибирской платформы [Текст] /В.Е. Савицкий, В.М. Евтушенко, Л.И. Егорова [и др.] - М.: Недра, 1972. – 198 с

2. *Конторович А.Э.* Главные зоны нефтегазонакопления в Лено-Тунгусской провинции [Текст] /А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук. - Новосибирск: Наука, 1982.- С. 22-42

3. *Попова М.В.* Геолого-фациальные особенности нижне-среднекембрийской (куонамской) глинисто-карбонатной битуминозной формации восточной части Сибирской платформы [Текст] /М. В. Попова, И.В. Шаламов //Литологические и геохимические основы прогноза нефтегазоносности: сб. мат. Межд. НПК - Санкт-Петербург, ВНИГРИ, 2008.-С.261-267.

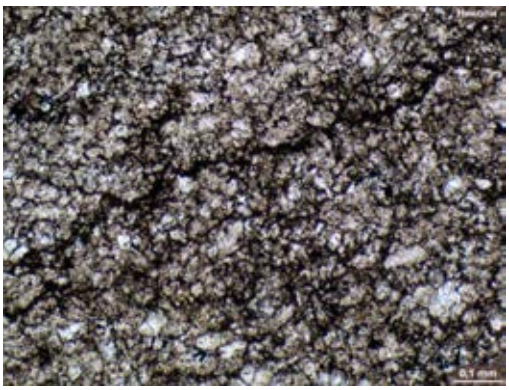


Рис. 1**. Известняк.** ОВ в межзерновом пространстве и стилолитовом шве. Склоновая фациальная зона. Юдомский разрез

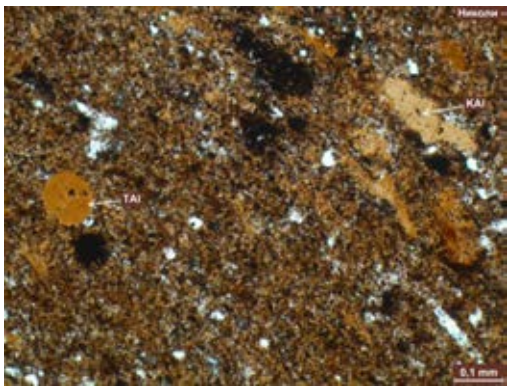


Рис. 2. Линзы желтого KAl и округлые выделения оранжево-желтого TAl в **доломитовом силиците.** Центральная фациальная зона. Кюленкинский разрез

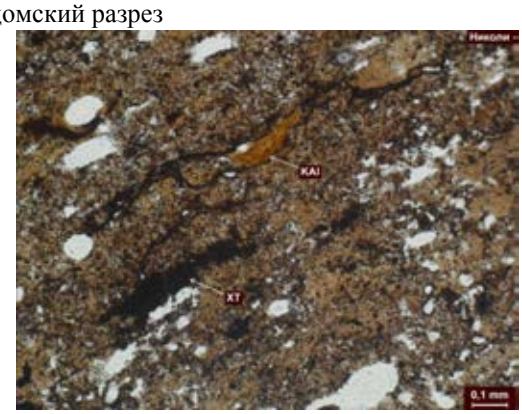


Рис. 3. Линзы коричневого KAl с комковатой структурой и черный XT в **доломитовом силиците.** Центральная фациальная зона. Кюленкинский разрез

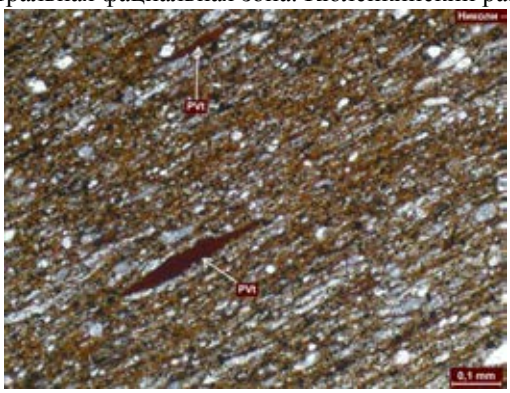


Рис. 4. Линзообразные тела PVt темно-красного цвета в **алевритовом мергеле**. Склоновая фациальная зона. Юдомский разрез

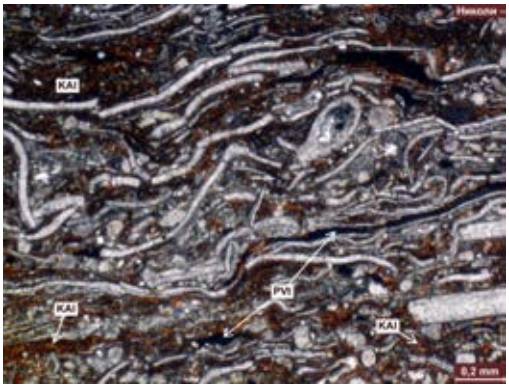


Рис. 5. **Глинистый мергель** с органическими остатками. PVt в глинистом KAl. Кютюнгдинская локальная впадина. Боролулахский разрез

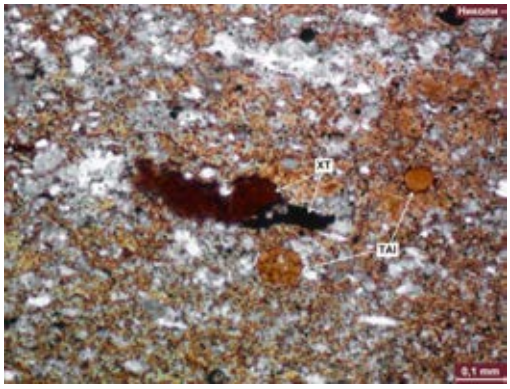


Рис. 6. **Мергель кремнисто-известковый** с черным, темно-коричневым XT и желто-коричневым TAl. Предрифовая фациальная зона. Юлэгирский разрез

Рис. 7. **Мергель.** Спикулы губок в глинистом KAL (коричневого цвета) с битуминозным веществом (темно-коричневого цвета) в центральных частях. Центральная фациальная зона. Кюленкинский разрез

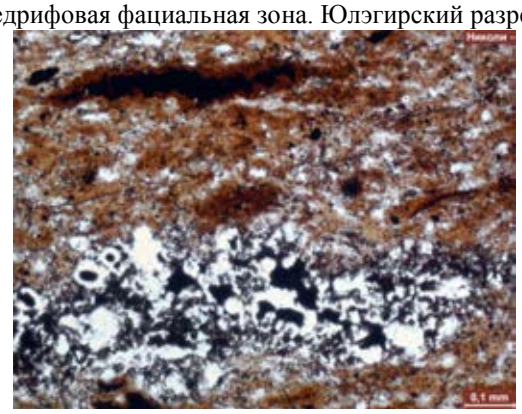


Рис. 8. **Силицит.** Темно-коричневое битуминозное вещество в линзах KAl и сфероагрегатах халцедона. Суханская локальная впадина. Амыдайский разрез

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО И ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО БАССЕЙНОВ И УСЛОВИЯ ЕГО НАКОПЛЕНИЯ

Н.В.Пронина[1], Н.П.Фадеева[1], Т.А.Кирюхина[1], М.А.Большакова[1], А.А. Суслова[1], Н.И.Коробова[1], М.С.Лужбина[1]

[1]МГУ, геологический факультет, Москва,e-mail: nvproncl@geol.msu.ru

В данной работе описывается органическое вещество (ОВ) среднефранских отложений, известных как доманиковые. Это породы сильно обогащенные ОВ и являются нефтематеринской толщей имеющей региональное распространение. На основе литологических исследований выявлены фациальные обстановки накопления изученных отложений. Комплексом геохимических анализов, охарактеризован тип ОВ и степень его преобразованности. Углепетрографические исследования дают возможность увидеть распределение органических мацералов в породе и оценить степень катагенеза по показателю отражения витринита или других органических компонентова.

Доманиковыми отложениями называются высокоуглеродистые кремнисто-карбонатные породы среднефранского возраста, которые широко распространены к западу от Урала в восточной части Восточно-Европейской платформы. В Тимано-Печорском бассейне, где впервые были описаны эти отложения, они выделены в доманиковый горизонт. В Волго-Уральском бассейне доманиковому горизонту соответствует семилукский.

Обширная область распространения доманиковых образований охватывает практически всю восточную часть Европейского региона России от Пай-Хоя - на севере, до Прикаспийской впадины – на юге. С точки зрения нефтегеологического районирования в пределах этой территории выделяется два нефтегазоносных бассейна (НГБ): Тимано-Печорский и Волго-Уральский.

Доманиковые отложения двух бассейнов, характеризуясь значительным сходством по многим параметрам, имеют и некоторые различия.

Формирование среднефранских отложений (изученных авторами) на территории Тимано-Печорского НГБ происходило в условиях морского бассейна с развитыми рифовыми постройками преимущественно в депрессионной впадине и на ее склонах. К западу отложения депрессионной впадины замещаются мелководными шельфовыми образованиями. Фациальная зональность перекрывающих позднефранских отложений частично наследует положение депрессионной впадины в восточной части бассейна седиментации , площадь распространения их в юго-восточном направлении сокращается. Принципиальным отличием позднефранских отложений является наличие выдержанной зоны распространения толщ заполнения (аккумулятивной террасы) в западной части депрессионной впадины.

Подобная обстановка была очень благоприятна для накопления ОВ, особенно в глубоководной части бассейна. Содержание $C_{орг}$ для пород , относимых к депрессионной впадине, составляет, как правило, не менее 1%, но не редки и высокие (около 25%) содержания $C_{орг}$. В отложения мелководного шельфа содержание ОВ ниже – обычно около 0,1%. По составу ОВ однообразно и уверенно может быть отнесено ко II типу керогена.

Основными органическими мацералами, выявленными в углепетрографических исследованиях, являются мацералы называемые разными учеными протобитумами (Luo et al, 2014.), твердыми битумами (Landis, Castano,1995), аморфным ОВ – АОВ или нафтидами. Происхождение этого типа ОВ связано преимущественно с водорослями. Поскольку водоросли могут быть одиночными и колониальными, планктонными и бентосными, относиться как к прокариотам, так и к эукариотам, иметь черты сходства с наземной растительностью (зеленые и харовые водоросли) или даже с фораминиферами и радиоляриями по составу выполняющего вещества, их захоронение в осадке может быть в виде слойков и линз разной толщины и протяженности или в виде отдельных комочков среди минеральных зерен. Это многообразие водорослей выражается не только в их формах и размерах, но и в химическом составе.

Одновозрастные отложения в Волго-Уральском НГБ формировались также в депрессионных впадинах и частично на их бортах. Однако период существования впадин был там короче и доля соответствующих им отложений в разрезе незначительна. Вышележащие отложения формировались в мелководном море с недалекими областями размыва. Это была карбонатная платформа с отдельными приподнятыми участками и локальными депрессионными впадинами. Самыми высокими содержаниями $C_{орг}$,% (до25%) характеризуются участки депрессионных впадин, в других районах содержание $C_{орг}$,% не превышает 0,2-0,3%.

В составе органических мацералов отмечается большее разнообразие, чем в Тимано-Печорском НГБ, если кроме семилукских отложений рассматривать и перекрывающие их образования. Кроме АОВ в отложениях среднего и верхнего франа выше доля таких мацералов как переотложенный витринит в виде изолированных зерен разного размера, иногда с признаками окатанности, а также разнообразных биокластов, которые могут быть остатками разных организмов, населявших доманиковое-семилукское море.

Литература:

1. *Landis, C.R., Castaño, J.R.,* 1995.Maturation and bulk chemical properties of a suite of solid hydrocarbons. Org. Geochem. 22, 137–149.

2. *Qingyong Luo , Ningning Zhong, Jing Qin,, Kewen Li, Yanqi Zhang, YannianWang, Ling Ma*, 2014.Thucholite in Mesoproterozoic shales from northern north China:Occurrence and indication for thermal maturity. International Journal of Coal Geology. 125, pp. 1-9
3. *Jacob H.,* 1985, Disperse solid bitumens as an indicator for migration and maturity in prospecting for oil and gas. Erdol und Kuhle 38, 365-366

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ТИПИЗАЦИЯ РАЗРЕЗОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ КЕРНА И КОМПЛЕКСУ ГИС

Е.А. Предтеченская, Л.А. Кроль, В.В. Сапьяник, И.С. Павлухин

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (ФГУП «СНИИГГиМС», e-mail: geology@sniiggims.ru

В данной работе на основе детальных исследований керна и материалов ГИС более 300 скважин произведена литолого-генетическая типизация разрезов баженовской свиты в центральных и юго-восточных районах Западно-Сибирской плиты, где с помощью эталонных разрезов и интерпретации материалов ГИС (каротажные кривые КС, ГК, НГК, АК, ИК, КВ) выделено 9 основных литотипов свиты и 14 подтипов, реконструирован их литологический состав и фациальная принадлежность. Построена карта распространения литотипов. Выделены литотипы, характеризующие зоны развития нефтематеринских отложений и литотипы, благоприятные для концентрации углеводородов в литологических ловушках.

С целью выявления зон нефтегазонакопления и развития улучшенных коллекторов в породах баженовской свиты проведены детальные литолого-фациальные исследования керна и анализ материалов ГИС более 300 скважин, пробуренных на территории Тюменской, Омской, Томской и севера Новосибирской области.

Известно, что отличительной особенностью пород баженовской свиты является их обогащенность органическим веществом - Сорг., до 16-18% и биогенным кремнеземом - SiO_2, до 75-80% [1, 2, 3 и др.]. На территории исследования свита представлена следующими литотипами: 1 - аргиллиты тонкопелитовые, малокремнистые; 2 - аргиллиты кремнистые, 3 - аргиллиты высокоуглеродистые кремнистые с прослоями радиоляритов, 4 - силициты радиоляриевые (радиоляриты); 5 - аргиллиты известковые и известковистые, 6 – аргиллиты кремнистые и известковистые с прослоями пелециподовых ракушняков, 7 – аргиллиты алевритовые и алевритистые, 8 – известняки и доломиты по радиоляритам; 9 - мергели [10]. Для типизации слагающих ее пород использована классификация У.Х. Бергера, К.А. Балка и К.Л. Дрейка, разработанная для современных гемипелагических глин и илов [5]. Отложения, представленные силицитами радиоляриевыми, в седиментогенезе являлись кремниевыми (радиоляриевыми) илами и сформировались, в основном, в условиях псевдобатиали по В.А. Захарову и В.Н. Саксу [4]. Сделан вывод о расчлененном рельефе дна баженовского

бассейна, где существовали иловые впадины, обогащенные Сорг. и SiO_2 и подводные ракушняковые банки с моновидовыми популяциями двустворчатых моллюсков. Иловые впадины были приурочены к унаследованным депрессиям, а ракушняковые банки – к подводным возвышенностям морского дна [2, 10 и др.].

По результатам изучения керна и материалов ГИС (в основном, по форме кривых КС и ГК) в Каймысовском нефтегазоносном районе (НГР) были установлены следующие эталонные типы разрезов: А, Б, В, Г, Д, Е и Ж и их подтипы [6, 10]. Первые три типа характерны для зон псевдобатиали и нижней сублиторали. Типы Г-Ж распространены в зонах средней и верхней сублиторали и характеризуют фацию подводных ракушняковых банок в области различных глубин. Подтипы отличаются от основных типов содержанием в породах Сорг., SiO_2, $CaCO_3$ и количественными параметрами кривой КС. По величине отношения мощности терригенно-биогенной и биогенной составляющей с КС третьего масштаба к общей мощности пород свиты установлено 5 классов разрезов [2, 6]. Разрезы 1-2-го классов (значения ГК 10-30 мр/час) характеризуют образования верхней сублиторали, 3-4-го (40-50 мр/час) - нижней-средней сублиторали, 5-го (более 50мр/час) - псевдобатиали.

В дальнейшем с помощью эталонных разрезов была произведена идентификация и картирование литотипов свиты в северо-восточных районах ХМАО, где имелся только комплекс ГИС, включающий каротажные диаграммы ПС, КС, ГК, НГК, АК, ИК и КВ по материалам бурения более 250 скважин [8, 9]. В этих районах в интервале баженовской свиты преобладают двухмасштабные кривые КС, для пород характерны невысокие средние значения КС и ГК. Здесь установлено 5 основных типов разрезов (с севера на юг): *бахиловский, северо-хохряковский переходный, северо-хохряковский, хохряковский переходный, пермяковский* с колик-еганским и кошильским подтипами, которые соответствуют эталонным типам А, В, Г, Е и Ж, классам 1, 2 и 4, 5, выделенным в Каймысовском НГР. Составлена карта распространения основных литотипов на северо-востоке ХМАО, установлена их приуроченность, в основном, к зоне сублиторали с подводными возвышенностями различной амплитуды.

Аналогичный методический подход был применен при типизации разрезов свиты на территории, включающей, кроме северо-восточных районов ХМАО, северо-восточные и восточные районы Новосибирской, Омской областей, центральные, восточные и юго-восточные районы Томской области. При этом использовались материалы ГИС (каротажные кривые КС, ГК, НГК, ИК, АК и КВ) более, чем 300 скважин. С учетом ранее выделенных литотипов, а также классификации разрезов свиты, выполненной Ю.В. Брадучаном [1], на территории исследований установлено 9 основных типов разрезов свиты (А, Б, Бв, В, Г, Д, Ж, И, К) и 14 их подтипов. Впервые выделены типы *Бв, И, К*, *колпашевский тип* (переходный

между баженовской и марьяновской свитами), и *аномальный тип* разреза. Для основных типов характерна трехмасштабная форма записи кривой КС, для подтипов - двухмасштабная и одномасштабная, для колпашевского и аномального типов – одномасштабная. Характеристика литотипов А – Ж приведена в ранее опубликованных работах [2 и др.].

Тип Бв, который Ю.В. Брадучаном выделен, как *вахский тип разреза*, отличается от типа Б формой кривой КС в средней и верхней частях разреза и «зубчатым» снижением вниз по разрезу значений КС от 100 до 20 Омм к кровле. Он сформировался в условиях пелагиали баженовского бассейна. *Тип разреза И* имеет повышенные значения КС (110-130 Омм) в средней части, а максимум по ГК (30-60 мкр/час) – в верхней части и находится над максимумом по КС. Слагающие его отложения сформировались на подводных возвышенностях небольшой амплитуды в области верхней-средней сублиторали. *Разрезы типа К* подразделяются на две пачки: нижнюю, в которой происходит «зубчатое» увеличение значений КС к кровле от 20 до 150-300 Омм, и верхнюю, где, наоборот, фиксируется относительно резкое уменьшение значений этого параметра к кровле свиты. Для этого типа характерна повышенная радиоактивность по всему разрезу свиты (25-105 мкр/час), за исключением 2-5 метровой пачки в ее подошве. Разрезы типа К характерны для относительно крупных подводных возвышенностей как в области нижней, так и верхней-средней сублиторали.

Разрезы колпашевского типа подразделяются на три пачки. Для первой, нижней, характерны средние значения по КС (от 6 до 12 Омм) и значения по ГК в пределах 10-16 мкр/час. Вторая, средняя пачка характеризуется повышенными значениями КС (10-20 Омм) и средними значениями ГК (12-30 мкр/час). Для третьей, верхней пачки характерны пониженные значения по КС (6-12 Омм) и повышенные - по ГК (14-30 мкр/час). Ю.В. Брадучан в разрезах данного типа выделяет только две пачки. Первая включает в себя выделенные нами нижнюю и среднюю пачки, а вторая соответствует нашей верхней. Разрезы колпашевского типа сформировались в условиях краевых частей мелкого шельфа, возможно, в прибрежно-морских условиях. *Аномальный тип* разреза характеризуется «зубчатой» записью на кривых КС, причем величина отдельных пиков может достигать 10 - 40 Омм. Последние чередуются с интервалами с низкими значениями КС. Если в верхней части разреза значения по ГК в виде одного или двух максимумов достигают 35 - 40 мкр/час, то в его нижней части они не превышают 12-18 мкр/час. Разрезы подобного типа имеют относительно большую мощность и характерны для отложений, сформированных в условиях разгрузки турбидитных течений.

Построена *карта распространения литотипов баженовской свиты* на территории исследований. Показано, что с запада на восток отложения относительно глубоководной

части шельфа (псевдобатиали) баженовского бассейна постепенно сменяются более мелководными с дифференцированым рельефом дна в виде подводных возвышенностей и иловых впадин различной глубины, но не менее 100-200 м, которые к востоку переходят в отложения краевых частей мелкого шельфа глубиной 50-100 м с подводными относительно мелководными ракушняковыми банками.

Скважины, давшие промышленные притоки нефти, на карте фациального районирования располагаются в пределах наиболее глубоководной части баженовского бассейна и в пределах менее глубоких иловых впадин внешнего шельфа (литотип А). Скважины, давшие непромышленные притоки и нефтепроявления, тяготеют к подводным ракушняковым банкам и возвышенностям дна бассейна (литотипы В - Е), в то время, как «сухие» скважины и скважины со слабыми притоками, как правило, приурочены к той зоне шельфа (пелагиали), для которой характерны разрезы типа Б. Закартированные на территории исследований иловые впадины, обогащенные Сорг., могут рассматриваться как зоны формирования нефтепроизводящих отложений, а подводные возвышенности - как зоны развития потенциальных коллекторов. Это подтверждает точку зрения, ранее высказанную И.И. Нестеровым [7] и др. о том, что в волжско-берриасских отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна еще имеется значительный резерв залежей УВ, связанных как с антиклинальными, так и с литологическими ловушками.

Литература:

1. *Баженовский горизонт* Западной Сибири / Ю.В. Брадучан, А.В. Гольберт, Ф.Г. Гурари, В.А. Захаров и др. / Тр.ИГиГ СоАН СССР, в. 649. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1986. – 216 с.
2. *Баженовская свита:* литолого-геохимическая классификация и седиментационная модель / И.Д. Полякова, Л.А. Кроль, Г.Н. Перозио, Е.А. Предтеченская // Геология и геофизика, т. 43, № 3, 2002. – С. 225-236.
3. *Зарипов О.Г., Ушатинский И.Н.* Природа коллектора и перспективы нефтегазоносности пород баженовской свиты // Нефтегазовая геология и геофизика, № 11, 1980. – С. 33-35.
4. *Захаров В.А., Сакс В.Н.* Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири / Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. Тр. ИГиГ Со АН СССР. - М.: Наука, 1983. – С. 5-32.
5. *Зейболд Е., Бергер В*. Дно океана. Введение в морскую геологию. Пер. с англ. под ред. Н.А. Богданова. - М.: Мир, 1984. – 317 с.
6. *Классификация разрезов* и детальное картирование доманикитов / И.Д. Полякова, Л.А. Кроль, Г.Н. Перозио, Е.А. Предтеченская // Тихоокеанская геология, т. 20, № 5, 2001. – С. 58-71.
7. *Нестеров И.И.* Проблемы геологии нефти и газа второй половины XX века. Новосибирск: изд-во СО РАН, 2007. – 605 с.
8. *Опыт применения* материалов ГИС для реконструкции условий формирования доманикитов (на примере баженовской свиты Центрального Приобья) / Е.А. Предтеченская, В.В. Сапьяник, Л.А. Кроль, Н.В. Нассонова, П.В. Суров / Фациальный анализ в нефтегазовой литологии. - Тр. II регион. совещ., посвящ. памяти Л.Н. Ботвинкиной. - Томск: ТПУ, 2012. - С. 137 — 147.

9. *Типы разрезов* и условия формирования баженовской свиты на северо-востоке ХМАО / Л.А. Кроль, Н.В. Нассонова, С.В. Остапенко, Е.А. Предтеченская, В.В. Сапьяник, П.В. Суров / Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. - Матер. 5-го Всеросс. литолог. совещ., Екатеринбург: УрО РАН, 2008. - С. 376- 375.
10. *Условия формирования* и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты / Ф.Г. Гурари, Э.Я. Вайц, В.Н. Меленевский, В.И. Москвин и др. / М.: Недра, 1988. – 197 с.

МНОГОФАКТОРНАЯ И РАЗНОПОЛЯРНАЯ РОЛЬ ДИЗЬЮНКТИВНОЙ ТЕКТОНИКИ В ОНТОГЕНЕЗЕ УГЛЕВОДОРОДОВ

Л.А. Рапацкая

ИрГТУ, Иркутск, e-mail: raplarisa@yandex.ru

В работе рассмотрена разномасштабная по проявлению и значимости роль факторов дизъюнктивной тектоники в онтогенезе углеводородов (на примере месторождений Сибирской платформы).

Анализ условий геодинамического формирования месторождений углеводородов (УВ) в пределах Сибирской платформы позволяет установить многофакторную роль дизъюнктивной тектоники в их онтогенезе. При этом следует отметить, что далеко не всегда эти факторы привносят положительную компоненту в образование месторождений нефти и газа. По масштабам их проявления и значимости эти факторы можно условно разделить на 3 группы: глобальные, региональные и локальные.

1) *Глобальные*. Общепризнанным является приуроченность большинства крупнейших нефтегазоносных бассейнов мира к пассивным континентальным окраинам древних кратонов и к рифтам, главным образом мезо-кайнозойского возраста [3]. Если принять во внимание, что пассивные окраины формировались в результате деструкции континентальной коры под влиянием восходящих мантийных потоков и являют собой результаты существования некогда мощных рифтовых систем, развитие которых привело к раскрытию океанов, то вполне реален тот факт, что большинство (87–95 %) выявленных запасов УВ, по современной статистике, приурочено к пассивным окраинам континентов. Самые крупные в мире скопления УВ сконцентрированы в пределах длительно развивающихся (более 300 млн лет) пассивных окраин, например Персидской, Аляскинской и др., трансформированных столкновением плит в мел-кайнозойский этап.

Формирование рифтовых структур в условиях растяжения континентальной коры, сопровождавшееся её утонением, прогревом, повышением проницаемости на фоне контрастных блоковых движений по глубинным разломам, вулканической и

гидротермальной деятельностью, ускоренной седиментации с поступлением большого объема осадков и органики создавали исключительно благоприятные условия для процессов нефтегазообразования [2]. .

Сибирский кратон находится почти в сплошном кольце рифтогенных структур разного возраста и древних пассивных окраин. На севере кратона расположен мезозойский Енисей – Хатангский палеорифт, (включающий одноимённый нефтегазоносный бассейн), который, с позиции тектоники плит рассматривается как структура, сформированная над внутриконтинентальной рифтовой системой доюрского возраста. В составе бассейна выделено 9 региональных и зональных резервуаров: 6 в юрских, 2 в нижне- и 1 в верхнемеловых отложениях. Самой крупной и перспективной зоной является Танамо – Малохетский мегавал, где открыты наиболее крупные по запасам месторождения: Мессояхское, Южно- и Северо – Соленинское, Пеляткинское и др.

Предверхоянский краевой прогиб - пример бассейна палеозойской пассивной окраины вдоль восточного обрамления Сибирского кратона. Он протягивается в виде выпуклой к юго-западу дуги от низовий Лены до среднего течения Алдана. Дорифейский фундамент прогиба погружен на глубины от 5 до 10—15 км. Прогиб выполнен отложениями мезозоя - юры платформенного типа и мощными (до 4—5 км) тонкообломочными угленосными молассами нижнего и верхнего мела и осложнён системой шарьяжно - надвиговых структур, типичных для краевых частей кратонов. Открытые газоконденсатные месторождения расположены в Китчанской зоне надвиговых дислокаций. В разведанных месторождениях -Усть – Вилюйском и Собо – Хаинском- продуктивные горизонты приурочены к юрским отложениям.

Куюмбинский рифт на западе кратона также входит в систему рифтов Сибирской платформы и в геоструктурном плане находится в пределах Байкитской антеклизы. Является высокоэнергетической и высокопроницаемой литосферной структурой, создающей оптимальные условия для транзита глубинных флюдных потоков и определяющей основные особенности процессов нафтидогенеза в древних (верхне – протерозойских толщах) Байкитско – Катангского региона Восточной Сибири [4]. К этому рифту приурочен гигантский и самый древний на планете (верхне-протерозойский) Куюмбинско – Юрубчено – Тохомский ареал нефтегазонакопления, который контролируется огромным трещинным массивом - природным мегарезервуаром, перекрытым плитным чехлом слабо деформированных венд – палеозойских пород .Здесь открыты гигантские месторождения нефти: Юрубчено – Тохомское, Куюмбинское и др. Юрубчено-Тохомская зона сформировалась, главным образом, благодаря миграции УВ из Ангаро-Тунгусской зоны Енисейского кряжа – фрагмента рифейской пассивной окраины.

Иркинеевско-Чадобецкий авлакоген - рифт рифейского возраста рассекает юго-западную часть Сибирского кратона, выполнен карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями верхов нижнего (?), среднего и верхнего рифея общей мощностью до 8 - 10 тыс. м. Глубины залегания фундамента оценивались исследователями по положению главной магнитоактивной поверхности (ГМАП). В этой поверхности выражена большая часть структур первого порядка нижнего структурного этажа осадочного чехла и кровли дорифейского фундамента:: Непско-Ботуобинская и Байкитская антеклизы с Камовским сводом , Катангская седловина, Присаяно-Енисейская (Ангаро-Ленская) синеклиза, Нюйско-Джербинская впадина. [1]. В рифей-вендской западной части Иркинеево-Чадобецкого авлакогена открыты газовые Агалеевское и Имбинское и газоконденсатное Берямбинское месторождения.

2) *Региональные.* Разломно-блоковая тектоника растяжения земной коры под действием астеносферных мантийных плюмов обусловила формирование мозаичной системы разломов разных масштабов, направлений и рангов и определила «клавишное» сочетание горстов и грабенов, первые из которых впоследствии послужат поставщиками осадочного материала в результате интенсивной эрозии, а вторые – бассейнами осадконакопления и связанных с ними очагов генерации УВ. Итогом процесса явилось образование на юге Сибирской платформы нескольких поясов повышенного содержания скоплений нефти и газа, соединяющихся в сводовой части Непско-Ботуобинской антеклизы. Основной из них образует полукольцо вокруг Байкало-Патомского нагорья и представлен четко выраженной цепью скоплений УВ, которую составляют Ковыктинское, Марковское, Ярактинское, Аянское, Дулисьминское, Даниловское, Верхнечонское, Чаяндинское, Среднеботуобинское и др. месторождения. Генезис месторождений этого пояса определялся преимущественно разгрузкой флюидов, выжимаемых. в период шарьяжеобразования со стороны Байкало-Патомского нагорья– фрагмента рифейской пассивной окраины. (3)

3) *Локальные.* Разломы могут служить источниками теплового прогрева осадочных толщ, являясь путями миграции УВ - зонами разгрузки глубинных флюидов в осадочном чехле и проводящими каналами для вертикальных миграционных потоков, что способствует генерации УВ и увеличению потенциала нефтегазоносного бассейна; приводят к сдваиванию разрезов и нефтегазоносных горизонтов; образованию разных типов структурных ловушек; нарушению покрышек, разрушению ловушек и изменению их структурных планов по ориентации разломов; дилатансии и засолонению пород; созданию аномально низких пластовых давлений.

Литература:

1. *Буш В.А*. Строение Иркинеево-Чадобецкого авлоакогена по данным комплексных геофизических съёмок. Современные аэрогеофизические методы и технологии.2009, вып.1, т.1. С.143-153
2. *Рапацкая Л.А*. О некоторых факторах онтогенеза углеводородов в Северо-Китайском нефтегазоносном бассейне//Вестник ИрГТУ Изд-во: ИрГТУ. 2013.№10 (81).С. 95-104
3. Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы /Хаин В.Е., Соколов Б.А//Рифтогенез и нефтегазоносность.-М. 1993.- С.5-16
4. *Харахинов В.В., Шлёнкин С.И., Зерненинов В.А.* «Нефтегазоносность докембрийских толщ Куюмбинско – Юрубчено – Тохомского ареала нефтегазонакопления» //Нефтегазовая геология. Теория и практика.- 2011.- Т.6.- №1. 31стр.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ФАНЕРОЗОЯ В АНОМАЛЬНЫХ ЗОНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ВЛИЯНИЕ ИХ НА НЕФТЕОТДАЧУ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ

З.Я.Сердюк[1], И.Ю.Вильковская[1], Л.И.Зубарева[1], Н.В.Кирилова[1], О.Н.Стефаненко[1], И.Е.Стариченко[1], Е.С.Бубнова[2], Г.М.Митрофанов[3], С.Н.Смолин

[1]ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск, e-mail: geology@sniiggims.ru

[2]ОАО «ННГ», Новосибирск

[3]ИНГиГ СОРАН, Новосибирск

Комплексное геолого-геофизическое изучение пород фанерозоя по кернам глубоких скважин с широким использованием тсейсмических данных позволило проследить зоны развития минералогических, гидрохимических, петрофизических аномалий, обусловленных миграцией углекислых газовожидких флюидов по зонам разломов и оперяющим трещинам. В процессах большое значение приобретают постседиментационные преобразования минералогического состава пород и солевого состава подземных вод, позволяющие картировать в нефтегазоносных отложениях залежи углеводородов.

В статье приведены результаты многолетнего геолого-геофизического изучения отложений фанерозоя Западной Сибири коллективом литологов (ПГО «Новосибирскгеология», 1960-1998гг.; ОАО «ЦГЭ»,1998-2011гг.; ФГУП «СНИИГГиМС», с 2011г.). Макроскопически детально описаны по разрезам глубоких скважин сотни погонных километров керна; отобрано и комплексно проанализировано лабораторными методами большое количество образцов пород, результаты которых проинтерпретированы с материалами ГИС, сейсмики, тектоники и гидрохимии. Геолого-геофизическое осмысление полученных данных послужило надежной основой для обоснования причин и процессов постседиментационного преобразования пород и подземных вод, их роли при поисках нефтегазовых залежей и рудопроявлений [1-3].

Следует отметить, что этому природному явлению многие исследователи придают большое научно-теоретическое и практическое значение.

На протяжении десятков лет А.Г. Косовская и В.Д. Шутов многогранно занимались изучением регионального эпигенеза и начального метаморфизма терригенных пород в разных тектонических обстановках. Особое внимание в работах этих исследователей уделено минеральным индикаторам, постседиментационным аутигенным минералам («аномальным эндоминералам»; Нам представляется, что такое определение более подходит для научного направления (как «аномальная эндоминералогия», З.Я.Сердюк, 2015). Относительно термина «Стадий седиментогенеза», как природного явления, нет у исследователей однозначного понятия. Они могут появляться в процессе литогенеза осадка или породы, но лишь в тех регионах, бассейнах, где геотектонический фактор относительно пассивный и постседиментационные преобразования не проявляются (Розин, Сердюк, 1970, 1971; Сердюк, 2000; Япаскурт, 2014). На тектонически и термодинамически активных площадях с разломами происходит миграция глубинных газовожидких флюидов, постседиментационно преобразующих породы. Более интенсивно эти процессы происходят в терригенных порово-проницаемых алеврито-песчаных и трещинно-порово-кавернозных карбонатных отложениях [1-5]. В зависимости от Ph и химсостава газовожидких флюидов в породах протекают реакции, улучшающие и ли ухудшающие их фильтрационные свойства. Эти явления хорошо прослеживаются на сейсмических профилях в виде аномалий дефрагированных волн (метод ВОГТ, Кремлев, Павленкин, Зверев, Булкин, 2007).

Процессы постседиментационного преобразования пород протекают по известным реакциям (Вернадский; Розин, Сердюк, 1970, 1971). Алюмосиликатные минералы и обломки алюмосиликатных пород частично или полностью замещаются новообразованными хорошо раскристаллизованными гидрофобными каолинитом, диккитом:

$$2Na[AlSi_3O_8] + 3H_2O + 2CO_2 \rightarrow Al_2[Si_2O_5](OH)_4 + 2Na^+HCO_3 + 4SiO_2$$

полевой шпат каолинит

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca_2^+ + 2HCO_3^-$$

Каолинит и диккит имеют гексагональную кристаллическую структуру, образуют пакеты кристаллов до 0,1-0,05 мм размером, соизмеримые с крупнозернистыми алевролитами.

С содержанием CO_2 в мигрирующих водах тесно связано и новообразование карбонатов. Процессы каолинизации обычно предшествуют карбонатообразованию. Они

относительно друг друга нередко несколько смещены в пространстве и времени.

Постседиментационные преобразования в алеврито-песчаных породах продуктивных юрско-неокомских пластов, проявленные в интенсивном развитии новообразованного кристаллического каолинита (66-91%) в разрезах скважин Сургутского свода, повышают их емкостные свойства до IV, V класса коллекторов (по А.А. Ханину) (см.таблицу 1).

Эти явления прослежены на ряде других изученных площадей (Усановской, Ново-Ютымской, Кальчинской, Южно-Вареягской и др.; Тюменская область) в продуктивных пластах группы Б (берриас-валанжин), $ЮС_1$ (верхняя юра), $ЮС_2$-$ЮС_3$ (средняя юра) и $ЮС_{10}$-$ЮС_{11}$ (нижняя юра). Выход керна в пластах тектонически нарушенных зон обычно низкий (10-20% от проходки; Усановские скв.19, 25, 28, 29), а в ряде Усановских скв.11, 15, 21, 22, 26 керн пород не поднят из-за их разуплотненности (до песка, щебня, дресвы). Плотность таких пород колеблется от 1.8-2.05 до 2.15 г/см^3; значения открытой пористости достигают 18-25-30%, а проницаемости >100 мдарси (иногда до 1266.83 мдарси и более).

В процессе изучения критериев прогноза порово-трещинных и каверново-трещинных коллекторов было отмечено, что в тектонически нарушенных зонах присутствуют и гидрохимические аномалии, которые удивительным образом совпадают.с минералого-петргографическими, петрофизическими и сейсмическими аномалиями. Суть их сводится к тому, что в солевом составе подземных вод резко увеличивается содержание гидрокарбонат-иона HCO_3^- и уменьшается количество Са-иона. Все компоненты солевого состава подземных вод, подверженные инверсионным изменениям, относятся к карбонатной системе (Ca^{2+}; HCO_3^-; CO_2). Сдвиг этой системы происходит в результате дополнительного поступления глубинной углекислоты по зонам разломов и оперяющим трещинам [4].

В заключение вышеизложенного можно сделать вывод о комплексном геолого-геофизическом изучении факторов постседиментационного преобразования пород и подземных вод при поисках залежей углеводородов и рудопроявлений.

Литература:

1. *Розин А.А., Сердюк З.Я*. Преобразование солевого состава подземных вод и минералогического состава пород под воздействием глубинного углекислого газа. Материалы международного геохимического конгресса. М., 1971, с.774-775.

2. *Сердюк З.Я., Вильковская И.Ю., Жужель В.С., Зубарева Л.И., Кирилова Н.В., Стефаненко О.Н*. Влияние постседиментационных наноминералов на коллекторские свойства и нефтеотдачу продуктивных пластов. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. Новосибирск. Изд СНИИГГиМС, №4. 2010.с.41-47.

3. *Слепокурова Л.Д., Митрофанов Г.М., Смолин С.Н., Сердюк З.Я.* Выделение зон порово-трещинных коллекторов для интервалов пластов $ЮС_2$-$ЮС_4$. Геофизика. Спецвыпуск. 2006, с. 71-73.

4. *Япаскурт О.В., Ростовцева Ю.В., Карпова Е.В.* Постседиментационный литогенез терригенных комплексов и палеотектоника. Литосфера, №1. 2003. с.39-53.

Таблица 1. Зависимость петрофизических свойств алеврито-песчаных пород от количества постседиментационного каолинита в пелитовой фракции по РСА (Сургутский свод)

№ п/п	Скважина	Возраст, свита	Пласт	Интервал отбора	Место отбора образца	Краткое описание породы	Каолинит, %	$K_{пр.}$, мД	Объём. плотн., г/см^3	$K_{пс}$, %	Класс коллектора
1	Листовая 15	К1 сортымская		2374-2392		Алевролит кр/з	17	0,01	2,36	89,3	6
2					0,2кк	Песчаник ср-м/з	25	4,43	2,17	57,8	5
3		J3 васюганская	ЮС$_1$	2850-2857	1,16нк	Песчаник ср-м/з	88	84,59	2,12	25,8	4
4					5,54нк	Песчаник ср-м/з	91	0,71	2,32	54,3	6
5					6,62нк	Песчаник ср-м/з	73	2,02	2,29	48,6	5
6				2857-2867	2,67нк	Песчаник ср-м/з	58	0,1	2,38	85,4	6
7	Листовая 12	J3 васюганская	ЮС$_1$	2896-2902,7	0,03нк	Песчаник м/з	39	0,29	2,43	60,7	6
8					1,34нк	Песчаник р/з	85	21,12	2,2	32,6	4
9					3,08нк	Алевролит р/з	71	0,72	2,52	51,7	6
10					4,3нк	Песчаник р/з	74	6,04	2,21	37,2	5
11				2902,7-2909,4	1,85нк	Песчаник м/з	53	1,56	2,25	50,9	5
12					0,1кк	Песчаник м/з	53	0,34	2,33	62,1	6
13	Пахомовская 34	К1 метионская	А ч2	2845,2-2857,3	1,0 нк	песчаник м/з	30	0,12	2,36	71,7	6
14					10,25 нк	песчаник м/з	27	0,26	2,27	65,4	6
15			А ч3	2862,85-2874,85	0,5 нк	алевролит к/з	69,4	0,19	2,35	65	6
16					2,41 нк	песчаник м/з	81	0,38	2,34	62,7	6

Примечание:
- образцы пород с содержанием каолинита ≥60%;
- образцы пород с содержанием каолинита от 59 до 41%;
- образцы пород с содержанием каолинита от 40 до 21%;
- образцы пород с содержанием каолинита ≤20%.

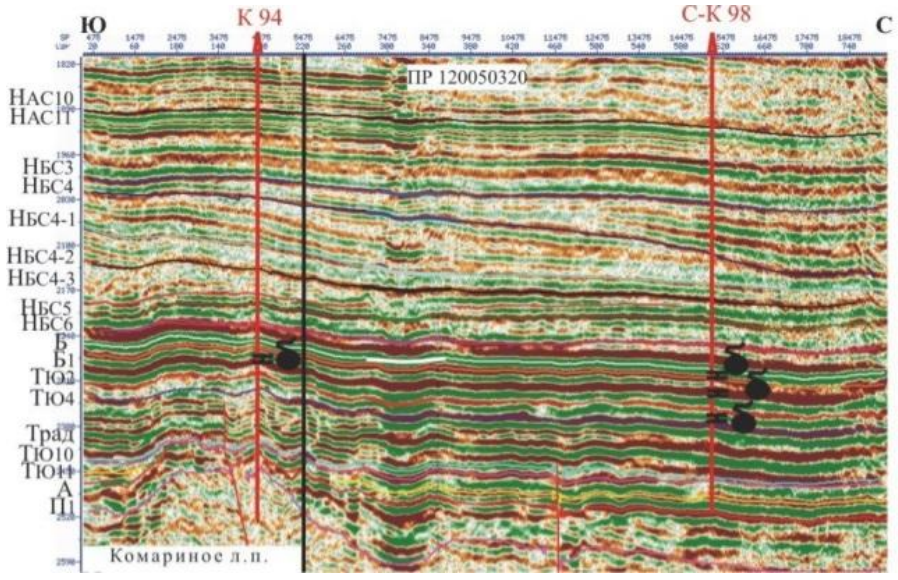


Рисунок 1 - Временной разрез ОГТ

ОСТАТОЧНЫЕ УГЛЕВОДОРОДНЫЕ ГАЗЫ В УГЛЯХ И ИЗМЕНЕНИЕ ИХ СОСТАВА В ПРОЦЕССЕ МЕТАМОРФИЗМА

И.Е. Стукалова[1], В.С. Лебедев[2]

[1]Геологический институт Российской академии наук, Москва, e-mail: stukalova@ginras.ru

[2]Российский Государственный Геолого-Разведочный Университет, Москва

В результате исследований был установлен состав и определено содержание остаточных углеводородных газов в углях различных марок. Установлено соотношение легких и тяжелых углеводородов, которые относятся к разряду сорбированных и могут извлекаться из углей при дополнительных нагрузках температуры и давления. Для выделения и определения состава углеводородных газов был использован метод термической дегазации при нагревании до температуры 200°С (фракция 0,25-0,5 мм) в атмосфере инертного газа.

В работе основное внимание обращается на сорбированные газы, в частности остаточные углеводородные газы (ОУВ), которые могут выделяться из органической массы углей при температуре выше 200^0С. Их состав и количество зависит от многих причин: петрографического состава углей, микроструктуры углей, микропористости и степени их катагенетического преобразования.

Изменение углей в процессе метаморфизма - сложный процесс, часто сопровождающийся в природных условиях деструкцией и полным или частичным разложением и изменением состава и содержания органической массы и выделением твердой, жидкой и газообразной ее фазы в виде различного состава углеводородов.

В работе исследованы образцы углей различных марок, от бурых (1Б, 2Б, 3Б), каменных (Д, Г, Ж, К, ОС, Т) и антрацитов (А). В результате исследований был установлен состав и определено содержание, а также установлено соотношение легких и тяжелых углеводородов, которые относятся к разряду не свободных, а сорбированных (ОУВ). Для выделения и определения состава углеводородных газов был использован метод термической дегазации (ТД) при нагревании до температуры 200°С (фракция 0,25-0,5 мм) в атмосфере инертного газа [1, 2]. Анализы проводились на газовом хроматографе М-3700.

Как показали проведенные исследования, содержание глубокосорбированных углеводородных газов в углях различных марок (от Д до А) варьирует в широких пределах. Наиболее высокие содержания остаточных углеводородных газов установлены в углях марок Ж и К (от 10 до 70 $см^3$/кг). Отмечено, что существенно ниже их содержание в углях марок Д и Г, а также ОС и Т и составляет около 8-10 $см^3$/кг. В антраците отмечено самое низкое содержание (первые $см^3$/кг). По углеводородному составу ОУВ существенно отличаются от

свободных газов угольных пластов. Отношение $C_1/\sum(C_2\text{-}C_6)$ во всех углях, кроме антрацита, варьирует от 0,02 до 0,4. Тяжелые углеводороды в основном представлены пропаном и бутаном. В антрацитах превалирует метан, содержание которого в сумме углеводородов достигает 90-100 отн.%.

В широких пределах в остаточных углеводородах варьирует отношение предельных ($\sum C_2H_6+C_3H_8+C_4H_{10}$) к непредельным ($\sum C_2H_4+C_3H_6+C_4H_8$) углеводородам. В остаточных углеводородах углей марок Д и Г это отношение около 3, в углях марок Ж и К варьирует от 10 до 20 и постепенно снижается до 2-3 в марках ОС и Т.

Проведенные исследования углей Донбасса показали существенное обогащение остаточных углеводородов тяжелыми углеводородами по сравнению со свободными газами угольных пластов. В исследованных пробах газов установлено присутствие тяжелых углеводородов, до гексана, а в некоторых пробах присутствовали и более тяжелые углеводороды. В исследованных пробах угля Донбасса установлено существенное превышение содержания тяжелых углеводородов ($C_2\text{-}C_6$) над более легким метаном (CH_4,), за исключением антрацитов.

Среди глубокосорбированных углеводородных газов в углях на высоких стадиях метаморфизма преобладает по содержанию легкий компонент - метан (CH_4), который может выделяться при горных работах в больших концентрациях, опасных для проведения работ. Среди факторов риска называются многие причины - трещиноватость горного массива, глубина залегания угольного пласта, петрографический состав угля, которые играют определенную роль, но не являются решающими для повышения концентрации CH_4. Решающая роль принадлежит самому процессу ведения горных работ – т.е. нарушению целостности массива, перепадам давления, и повышению в связи с этим концентрации углеводородных газов, в том числе и метана.

Понимание процесса выделения из углей различных углеводородных газов имеет большое научное и практическое значение, так как напрямую связано с решением задач безопасного ведения всех видов горных работ: открытых, в карьерах при продолжительной их эксплуатации; и особенно – закрытых, при шахтной выемке углеводородного сырья с глубоких горизонтов добычи.

Концентрации метана в горной выработке могут внезапно повышаться при перепадах давления, при нарушении целостности пласта. Для безопасного ведения горных работ на глубоких горизонтах необходима откачка газа через вентиляционные штреки.

Изменение углей в процессе катагенеза сопровождается изменением содержания и состава органической массы и выделением твердой, жидкой и газообразной ее фазы в виде различного состава углеводородов, в том числе остаточных.

Проведенные исследования показали закономерное изменение состава и содержания остаточных углеводородных газов в углях в процессе их катагенетического преобразования.

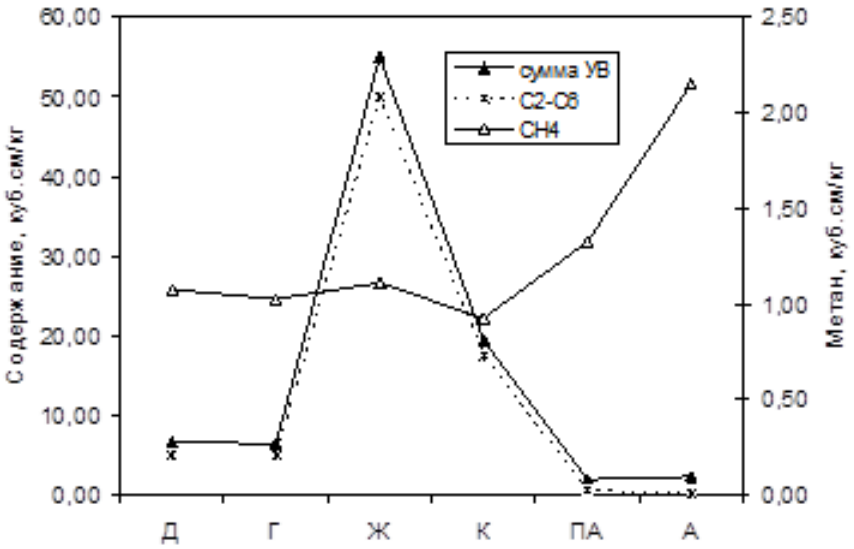


Рисунок 1 - Содержание глубокосорбированных углеводородов в углях различных марок Донбасса ($см^3$/кг). Условными обозначениями показаны: сумма углеводородов от метана до гексана; сумма тяжелых углеводородов от этана до гексана (C_2-C_6); метан (CH_4)

Литература:

1. *Лебедев В.С.* Углеводородный состав и изотопный состав углерода метана угольных пластов и газовых скоплений, сформировавшихся за счет «угольных» газов (на примере Донбасса) // 2008, Горный информационно-аналитический бюллетень «Метан». 2008. №4. С. 212-219.

2. *Лебедев В.С., Иванов Д.В., Скопинцева О.В., Савельев Д.И.* Оценка роли глубокосорбированных углеводородов угольных пластов в возникновении пожароопасных ситуаций в угольных шахтах // Известия вузов. Геология и разведка. 2010. № 2. С. 86-88.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ В ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЕЧОРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАССЕЙНА

Н.Н. Тимонина, М.Г. Вахнин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар e-mail: nntimonina@geo.komisc.ru, oilkominc@mail.ru

На основе детальных литолого-фациальных исследований установлены особенности строения природных резервуаров триасового возраста, характер влияния условий осадконакопления на фильтрационно-емкостные свойства коллекторов.

В последние годы активизировались исследования в области условий образования природных резервуаров. Основой для седиментологических реконструкций служат

представления о том, что морфология и фильтрационно-емкостные характеристики природных резервуаров в значительной степени предопределены древними обстановками осадконакопления, тесно связанными с тектоническим планом территории.

Терригенные коллекторы занимают первое место, на их долю приходится 58 % мировых запасов нефти и 77 % газа. В пределах Печорского седиментационного бассейна триасовые отложения составляют 30% от общего заполнения бассейна. Промышленная нефтегазоносность данного комплекса доказана открытием ряда месторождений углеводородов в пределах Шапкина-Юрьяхинского вала, Лайского вала, Колвинского мегавала, вала Сорокина, а также акваториальной части Печорского и Баренцева морей. Нижнетриасовые отложения характеризуются значительной латеральной и вертикальной неоднородностью, кроме того, они, как правило, являются вместилищем тяжелой высоковязкой нефти, что вызывает значительные трудности при выборе способа разработки.

Этим обусловлена необходимость выявления особенностей распространения нижнетриасовых отложений и установления зависимости их коллекторских свойств от условий накопления и преобразования.

Исследования, касающиеся тех или иных аспектов перспектив нефтегазоносности, условий формирования триасовых отложений региона, проводили такие специалисты как В.И. Чалышев (1960), И.З. Калантар, С.Д. Танасова (1988), Е.Д. Мораховская (2000), А.В. Ступакова (2001) и др. [1-3].

На основе детальных литолого-фациальных исследований нами осуществлялась диагностика песчаных тел, в процессе анализа каротажных диаграмм, макро- и микроскопического изучения керна установлена вертикальная последовательность литотипов, прослежено развитие пластов по площади. Помимо седиментологических исследований были привлечены результаты изучения петрографического состава обломочных пород, минерального состава цементов песчаников и т.д.

Отложения представлены ритмичным переслаиванием красно-коричневых глин, зеленовато-серых алевролитов и серых песчаников с прослоями конгломератов внутри- и внеформационного состава. Конгломераты мелко- среднегалечные, слабо отсортированы с примесью гравийного материала. Песчаники, слагающие разрез, окрашены, главным образом в различные оттенки серого цвета от светло-серого до зеленовато-серого. Гранулометрический состав от мелко- до грубозернистого. Встречаются текстуры: массивная, крупная однонаправленная косослоистая, горизонтальнослоистая и пр. Окраска алевролитов меняется от зеленовато-серой до голубовато-серой. Широкое распространение получили тонкослоистые текстуры и микротекстуры, преобладают горизонтальнослоистые и линзовиднослоистые, также встречаются породы с нарушенной слоистостью и текстурами

взмучивания. Хорошо представлены в разрезе глины и аргиллиты, окрашенные в различные оттенки коричневого цвета от красноватых до темно-шоколадных. Основными породообразующими минералами являются минералы группы смектита, гидрослюда. Текстуры аргиллитов представлены горизонтальнослоистой, прерывистой, часто встречаются нарушенные, комковатые текстуры. Для этих отложений характерно наличие карбонатных линз и включений, выполненных крупнокристаллическим кальцитом.

В результате изучения отложений были выделены несколько типов разрезов, различающихся по мощности, соотношению в разрезе, структуре, составу и генезису песчаных пластов. Рассмотренные типы разрезов иллюстрируют обстановки осадконакопления, существовавшие на территории современного Печорского седиментационного бассейна в раннетриасовую эпоху. Все разрезы имеют трехчленное строение. Детальные фациальные реконструкции по продуктивным пластам позволили доказать аллювиальный генезис отложений и провести более дробное расчленение с выделением фаций прирусловой отмели, прирусловых валов и внутренней части поймы.

Природные резервуары формировались в континентальной обстановке и приурочены к зонам развития аллювиальных отложений, наиболее благоприятные условия существовали формирования коллекторов I-II классов (по А.А. Ханину) существовали в пристрежневой зоне русла, где высокая гидродинамическая активность водной среды способствовала формированию наиболее крупнозернистых хорошо отсортированных осадков.

В зоне прирусловой отмели формировались более мелкозернистые осадки с большим количеством матрикса и высоким содержанием глинистого цемента, поэтому песчаники, образовавшиеся в этой части русла относятся преимущественно к коллекторам III-IV классов.

Консервацию залежей углеводородов обеспечивали как региональный флюидоупор (верхнеюрские отложения), так и зональные покрышки среднетриасового возраста [4]. Наиболее благоприятные условия для консервации залежей сложились на севере Колвинского мегавала, Денисовского прогиба, Хорейверской впадины и Варандей-Адзьвинской структурной зоны.

Формирование природных резервуаров, приуроченных к триасовым отложениям, определялось следующими процессами

– Условия седиментации определили гранулометрический состав и окатанность обломков, степень их сортировки, соответственно, конфигурацию и размеры первичных межзерновых пор. Постседиментационные преобразования привели к изменению первичного пустотного пространства. Процессы уплотнения, цементации, регенерации способствовали его сокращению, а растворение – увеличению за счет

расширения межзерновых, образованию внутризерновых микропор перекристаллизованного глинистого цемента.

- Наблюдается хорошо выраженная зависимость фильтрационно-емкостных свойств от гранулометрического состава, сортировки обломочного материала и содержания цемента.
- Цемент песчаников представлен хлоритом, смектитом, каолинитом, кальцитом. Тип цементации пленочный, поровый, в некоторых случаях базальный.
- Вторичные изменения, положительно влияющие на коллекторские свойства пород, проявились в растворении зерен полевого шпата, а также выщелачивании эффузивов. Внутризерновая пористость изменяется от 1 до 7% с модальным значением 5%.
- Новообразования хлорита, пленочной гидрослюды, каолинита, а также уплотнение уменьшают объем порового пространства и снижают фильтрационные и емкостные свойства песчаных пород.

Литература:

1.*Калантар И.З., Танасова С.Д.* Фациальные критерии при стратификации континентальных отложений триаса // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции / Л: Недра, 1988. С. 127-134.

2. *Мораховская Е.Д.* Триас Тимано-Уральского региона (опорные разрезы, стратиграфия, корреляция)//Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. СПб: ВНИГРИ, 2000. Вып. 1. 80 с.

3. *Ступакова А.В., Кирюхина Т.А.* Нефтегазоносность Баренцевоморского шельфа // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. Выпуск 6. М.: Геоинформмарк, 2001. - 62 с.

4.Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР / Под ред. В.А. Дедеева. Л.: Наука, 1982. 200 с.

5.*Ханин А.А.* Петрофизика нефтяных и газовых пластов. М.: Недра, 1976. 259 с.

КОНКРЕЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ

М.А. Тугарова

ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург, e-mail: Tugarova.MA@gazpromneft-ntc.ru

В данной работе на основе конкреционного анализа нефтегазоносных комплексов триаса архипелага Шпицберген и бажен-абалакского комплекса Западной Сибири рассматриваются возможности применения конкреционного анализа для целей литостратиграфической корреляции, фациального анализа, литогеохимической интерпретации седиментационно-диагенетических, фоновых катагенетических и вторичных наложенных процессов. Выделяются конкреционные тела, генезис которых требует уточнения,

обсуждается роль процессов преобразования органического вещества и перераспределения углеводородов в их генезисе.

Конкреции «черных толщ», прежде всего угленосных, давно привлекали внимание геологов. В 40-х годах XX века А. В. Македонов предложил специальный метод изучения и использования конкреций как литогенетического и коррелятивного признака, тем самым положив начало конкреционному анализу как особому разделу литологии. Начало развитие конкрециологии с угольных толщ связано, с одной стороны, с тем, что разработка угольных разрезов позволяла во всей полноте изучать эти образования, с другой стороны, именно в осадочных породах, обогащенные органическим веществом, образование стяжений является наиболее частым. По самым скромным оценкам, около 90 % конкреций образуется при прямом или косвенном участии органического вещества и приурочены к черносланцевым формациям [3]. Было обосновано выделение конкрециологии в особое направление литологии [1, 2, 4], показано, что комплексы конкреций позволяют расчленять и увязывать разрезы, в отдельных случаях конкреции используются как поисковый признак парагенетически связанных с ними полезных ископаемых, как индикатор условий образования осадочных отложений. С интенсификацией поискового бурения в Западной Сибири связано развитие методов конкреционного анализа осадочных нефтегазоносных комплексов [5].

В настоящее время в связи с быстрым развитием аналитических возможностей возрождается интерес с конкреционным образованием, возрастает понимание того, как много генетической информации несут в себе эти образования.

Рассмотрение двух черносланцевых толщ – триасовой арх. Шпицберген и абалак-баженовской Западной Сибири при их пространственно-временной разобщенности обусловлено большим сходством конкреционных комплексов. Почти стопроцентная обнаженность береговых клифов Шпицбергена позволяет детально исследовать разрезы триаса. Изучение конкреций бажен-абалакского комплекса более проблематично в связи с получением каменного материала в виде керна и зачастую с невозможностью оценить морфологию конкреционных тел. Зачастую однозначная диагностика фрагментов керна как конкреции возможна только на основе интерпретации аналитических данных с установлением конкрециеобразующих минеральных фаз и химических элементов.

Для отложений нижнего и среднего (нефтематеринского) триаса характерны крупные и средних размеров стяжения, в которых конкрециеобразующими минералами являются кальцит и доломит, реже кремнисто-карбонатные фазы. В среднем триасе корреляционное стратиграфическое значение имеют септарии, преимущественно карбонатного состава. В верхней части среднего триаса (пачка бланкнутен) появляются мелкие фосфатные

конкреции, типичные только для этой части разреза на всей площади архипелага. В породах верхнего триаса корреляционное значение имеют сидеритовые и пирит-сидеритовые конкреции, главным образом средних размеров лепешкообразной и других уплощенных форм. Морфология этих конкреций, их взаимоотношение с вмещающими породами, соответствие конкрециеобразователей фациальным типам вмещающих пород указывают на их диагенетическое образование в сингенезе с вмещающими толщами.

Вмещающие породы бажен-абалакского комплекса характеризуются высокой вещественно-структурной неоднородностью - сложным сочетанием карбонатной, кремнистой, глинистой и органической составляющих по площади и разрезу, что обусловлено циклически менявшимися условиями осадконакопления. Вещественный состав диагенетических «фоновых» конкреции коррелирует с особенностями состава вмещающих пород. Для абалакской толщи типичны карбонатные (доломит-кальцитовые, анкеритовые) конкреции, для баженовской – карбонатные, фосфатно-карбонатные, фосфатные, пиритизированные фосфатно-карбонатные.

Для обеих толщ выделен комплекс осадочных образований микробиального происхождения, который характерен для пород, перекрывающих нефтематеринские толщи. Следует отметить, что практически во всех конкрециях в той или иной степени проявлены признаки процессов биоминерализации, но для нескольких групп морфологически обособленных пород микробиальные признаки состава оказываются доминирующими, что и позволило отнести их к микробиолитам. На Шпицбергене карбонатные микробиолиты характерны для верхнего триаса и представлены карбонатными породами. В пределах изученной площади Западной Сибири микробиолиты фроловской свиты характеризуются сидеритовым, пирит-сидеритовым составом, иногда в них фиксируется повышенное содержание фосфатов. Микробиолиты имеют большое сходство в микроструктурах и литолого-геохимических признаках. Генетически микробиолиты могут быть разделены на две основные группы. Генезис одной связан с накоплением осадков с высоким содержанием ОВ и процессами биохимического преобразования, т.е. обусловлен, прежде всего, фациальными условиями. Вторая группа микробиолитов, по-видимому, является результатом перераспределения углеводородов в осадочном разрезе нефтегазоносного комплекса - индикаторы древних разгрузок флюидов.

Для триаса арх. Шпицберген уверенно диагностируется еще одна группа конкреционных образований – метасоматические конкрецоиды, образованные в результате пневматолито-гидротермального процесса на завершающей стадии магматической активизации. Данные по изотопии углерода и кислорода карбонатных минеральных фаз для

отдельных конкреционных образований баженовской толщи не исключают проявления подобных процессов в Западно-Сибирских разрезах.

В целом, проведенный сравнительный анализ конкреционных комплексов двух разновозрастных и пространственно разобщенных толщ выявил значительное сходство в наборах конкреционных комплексов, что указывает на общность литогенетических процессов черносланцевых нефтегазоматеринских толщ и позволяет рассматривать конкреционный анализ как ключ к решению широкого спектра теоретических и прикладных вопросов литологии и нефтегазопоиска.

Литература:

1. Зарицкий П.В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложения (на материалах Донецкого бассейна). Харьков: изд-во Харьковского ун-та, 1970. – 224 с.

2. Македонов А.В. История и современное состояние изучения конкреций, их геологическое значение// Конкреции и конкреционный анализ. Материалы первого семинара по изучению конкреций комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР и отдела литологии ВСЕГЕИ. Л.: изд-во ВСЕГЕИ, 1970. – С. 3 – 11.

3. Македонов А.В. Конкреции как индикаторы различных типов, форм залегания и концентрации органического вещества// Конкреционный анализ углеродсодержащих формаций. Сб. научных трудов. Тюмень: изд. ЗапСибНИГНИ, 1985. - С. 5–11.

4. Македонов А.В, Зарицкий П.В. Значение конкреций для фациального и формационного анализа, корреляции и поиска полезных ископаемых// Конкреции и конкреционный анализ. Материалы первого семинара по изучению конкреций комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР и отдела литологии ВСЕГЕИ. Л.: изд-во ВСЕГЕИ, 1970. – С. 11 – 16.

5. Сидоренков А.И., Высоцкий В.Н. Применение конкреционного анализа при изучении нефтегазоносных формаций // Конкреционный анализ углеродсодержащих формаций. Сб. научных трудов. Тюмень: изд-во ЗапСибНИГНИ, 1985. – С. 18–43.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРЮЧИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ВОЛГО-УРАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Р.Р. Хасанов[1], Ш.З.Гафуров[1,2], А.И.Муллакаев[1]

[1]К(П)ФУ, Казань, e-mail: rinat.khassanov@kpfu.ru

[2]ТГРУ ОАО "Татнефть", Казань

В пределах Волго-Уральской нефгазоносной провинции выявлены многочисленные скопления различных видов каустобиолитов (нефть, уголь, высоковязкие нефти и битумы), которые приурочены к отложениями девона, карбона и перми. Проведенные исследования позволили уточнить представления об условиях их формирования, причинах парагенезисов и генетических связях. Многоярусность месторождений раличных горючих ископаемых может служить основой их комплексной разработки.

В восточной части Восточно-Европейской платформы расположена Волго-Уральская нефтегазоносная провинция. Нефть, с которой связано экономическое развитие региона, является важнейшим видом горючих ископаемых в регионе. В то же время в палеозойских осадочных формациях Волго-Уральскй провинции известны также крупные проявления других видов каустобиолитов, которые связаны с отложениями девона, карбона и перми. Наиболее значимыми из них являются ископаемые угли (девон, карбон, пермь) и битумы (пермь). Следует отметить, что угольные пласты различного масштаба присутствуют в пределах многих постдевонских нефтегазоносных провинций мира [2]. В Волго-Уральской провинция крупные углепроявления связаны в основном с отложениями карбона (визейский ярус) и перми (казанский ярус) [1,3]. Их прогнозные ресурсы достигают около 3,5 млрд тонн [3,4], что сопоставимо с известными запасами и ресурсами нефти и битумов в регионе.

В связи с этим, одной из интереснейших литологических и геологических задач является выяснение генетических связей месторождений каустобиолитов, условий их совместного залегания и возможности комплексного освоения. Как показывают проведенные исследования, парагенетические связи между различными горючими ископаемыми обусловлены спецификой палеогеографических условий осадконакопления, создавших предпосылки для накопления различных каустобиолитов на ограниченной территории.

С девонскими отложениями связаны наибольшие запасы нефти и обогащенные ОВ кремнисто-карбонатные породы - доманикиты, которые могут быть интересны в качестве источника нетрадиционных "сланцевых" видов углеводородного сырья. Угольные пласты девонских отложений никакого практического значения не имеют ввиду незначительности масштабов их проявления. В девонском периоде накопление гумусового вещества ограничивалось преимущественно участками прибрежной суши (паралическое угленакопление) [1].

Большие массы горючих ископаемых связаны с отложениями каменноугольного периода (визейский ярус), где они приурочены к визейской терригенной толще, заполняющей понижения эрозионно-карстового происхождения на палеоповерхности карбонатных пород турнейского яруса. На территории Татарстана визейская угленосная терригенная формация характеризуется также высокой нефтеносностью и является одним из основных объектов нефтеразработки. В визейских отложениях Татарстана выявлено около 35% от общего количества залежей нефти в регионе. Во многих врезах нефтеносные пласты контактируют с визейскими угольными залежами. Площадь распространения нефтяных залежей охватывает преимущественно купольную часть Южно-Татарского свода. Угольные залежи размещены по северо-западной границе ареала распространения визейских нефтяных залежей, отображая, таким образом, зону древнего морского побережья. Визейские угли

образовались из остатков высшей наземной растительности и относятся к гумитам. Угли обладают достаточно высокими параметрами качеств [3]. Они характеризуется зольностью 15- 26 %, высоким выходом летучих веществ- 41- 48%, сернистостью- 3,1- 4,2%, теплотой сгорания 29,9-31,4 МДж/кг, низким содержанием токсичных элементов, тугоплавкостью золы. Угли обладают латеральной неоднородностью свойств, что связано с углеобразованием в изолированных водоемах. Они метаморфизованы до буроугольной (Б3) и каменноугольной (Д) стадии. Угленосные отложения могут представлять интерес в качестве объекта для разработки угольного метана.

В пермских отложениях скопления ОВ связаны с мелководно-морскими образованиями и прибрежными угленосными отложениям. Угленосная формация включает в себя до 4-6 угольных пластов до 1,75м [1]. Большинство углепроявлений сосредоточено на юге Удмуртии и в северо-восточной части Татарстана. Пермские угли гумусовые, по марочному составу бурые (1Б), средне-высокосернистые (до 4%) с зольностью 40-48% [1, 4]. Пермские угли несут признаки морского влияния, что выражается в наличии карбонатных прослоев, а такжев находках в них чешуи рыб и фораминифер. Угольные залежи пермского возраста практического интереса в настоящее время не представляют ввиду небольших размеров. Однако, на территории Татарстана встречаются многочисленные залежи природных битумов [5], ресурсы которых по разным оценкам варьируют от 1 до 10 млрд тонн. В Татарстане известно более 150 месторождений и проявлений природных битумов, которые приурочены к уфимским и казанским отложениям перми. Месторождения природных битумов залегают на глубинах до 400 м. Ареал распространения битумов располагается в пределах Южно-Татарского свода и в Мелекесской впадины, где их расположение в плане совмещено с площадью распространения нефтяных и угольных месторождений в визейских отложениях. Объемы ресурсов битумов позволяют рассматривать их в качестве самостоятельного источника углеводородного сырья. ОАО "Татнефть" в настоящее время ведутся работы по разработке битумных залежей в качестве высоковязких нефтей.

Совместное залегание или многоярусность месторождений различных каустобиолитов (нефть, газ, уголь, высоковязкие нефти, битумы) позволяет говорить о возможности их комплексного освоения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №15-42-02665.

Литература:

1. Блудоров А.П. История палеозойского угленакопления на юго-востоке Русской платформы. М.: Наука, 1964. - 275 с.

2. Голицын М.В., Пронина Н.В. Нефть в угольных бассейнах / Геология угольных месторождений: Межвуз. науч. темат. сб. – Екатеринбург: Изд-во Уральской гос. Горно-геологической академии, 2002. Вып.12. – С.19-30.

3. Петрографические типы визейских углей Камского бассейна. Атлас. / Р.Р. Хасанов, Л.Я. Кизильштейн, Ш.З. Гафуров [и др.] – Казань.: Изд. КГУ, 2001. – 132 с.

4. Угольная база России. Том 1. Угольные бассейны и месторождения Европейской части России / Камский угольный бассейн // Гафуров Ш. З., Ларочкина И. А., Тимофеев А. А., Хасанов Р. Р. //. М.:ЗАО «Геоинформмарк», 2000. - С. 133-169.

5. Хисамов Р.С., Шаргородский И.Е., Гатиятуллин Н.С. Нефтебитумоносность пермских отложений Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины. – Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, 2009. – 431 с.

ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ВАЛАНЖИНА НА ПРИМЕРЕ ПЛАСТОВ БУ$_{16}$ ВОСТОЧНО-УРЕНГОЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.В. Храмцова[1], А.И. Кудаманов, Т.М. Карих, А.М. Фадеев, С.А. Губин

[1]ТННЦ, г. Тюмень, e-mail: avkhramtsova@rosneft.ru

На основе анализа результатов фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), петрографического изучения пород в шлифах в комплексе с растровыми электронно-микроскопическими исследованиями (РЭМ) рассмотрено влияние вторичных изменений и их интенсивности на коллекторские свойства пород пласта БУ16(1-4) Восточно-Уренгойского месторождения. Негативное влияние на коллекторские свойства пород оказывают процессы хлоритизации, карбонатизации пород, гидратации биотита и цеолитизации пород. Установлено улучшение ФЕС с увеличением интенсивности процессов регенерации кварца и полевых шпатов, растворения (коррозии) обломочных зерен. Выделена локальная зона цеолитизации субмеридионального простирания в восточной части месторождения, которая приурочена к фации проксимальной части фронта дельты и низкоамплитудным разломам.

Восточно-Уренгойское нефтегазоконденсатное месторождение севера Западной Сибири, приурочено к Уренгойскому мегавалу. Объектом исследований являлись отложения пласта БУ16(1-4) сортымской свиты (нижний мел, валанжинский ярус), залегающие на глубине 3200-3500 м.

Породы-коллекторы пласта БУ16(1-4) представлены песчаниками мелко- и среднезернистыми и алевролитами мелко-крупнозернистыми аркозового состава, с преимущественно глинистым гидрослюдисто-хлоритовым цементом. Локальное распространение имеет цеолитовый цемент (до 8%), карбонатный (преимущественно до 2%), сидеритовый (доли%), кварцевый регенерационный (до 2%), полевошпатовый регенерационный (до 0,6%) и пиритовый (до 2%). Акцессорный комплекс минералов представлен: гранатом, эпидотом, сфеном, цирконом, апатитом, цоизитом. Породами питающих провинций служили магматические и метаморфические комплексы. Формирование отложений происходило в обстановках подводной дельты волнового типа. Отмечается увеличение зернистости снизу вверх по разрезу, редкие и моновидовые следы

биотурбации, небольшое содержание растительного детрита. Пористость пород составляет 0,9-18,7 %, проницаемость (0,01-117,5)*10^{-3} мкм^2, водоудерживающая способность 21,4-97,7 %. Породы-коллекторы IV-V классов по классификации А.А. Ханина (1961).

Для определения влияния вторичных изменений на коллекторские свойства пород произведен количественный подсчет вторичных преобразований по 100 шлифам из отложений пласта БУ16(1-4) Восточно-Уренгойского месторождения. Интенсивность процессов оценивалась отношением площади шлифа с вторичными преобразованиями и выражалась в процентах к общей площади шлифа. Вторичные преобразования отличаются стадийным характером и протекают под действием изменяющихся термодинамических, геохимических и гидрогеологических условий среды.

В песчано-алевритовых коллекторах продуктивных отложений пласта БУ16(1-4) отмечаются процессы гидратации биотита, хлоритизации, карбонатизации, коррозии и регенерации зерен кварца и полевых шпатов разной интенсивности. Интенсивность процессов регенерации калишпатов, пиритизации и сидеритизации составляет доли %, редко достигает 1-2%. Цеолитизация пород имеет локальный характер и выделяется по макро- и микроописанию керна в восточной части пласта БУ16(1-4).

Аутигенный хлорит в виде крустификационных пленок толщиной от 0,001 до 0,015 мм составляет 0,05-6% (среднее 0,8%) наблюдается практически на всех обломочных зернах, кроме аутигенных наростов кварца и полевых шпатов. Щетки хлорита, несмотря на относительно малое их содержание снижают коллекторские свойства пород. При этом влияние аутигенного хлорита на проницаемость и водоудерживающую способность проявляется до значений 1%. Дальнейшее увеличение содержание хлорита на коллекторских свойствах уже не сказывается. Образование аутигенного хлорита происходило за счет трансформации биотита и обломков эффузивов на начальных этапах литогенеза. Биотит гидратирован в слабой, средней степени, многие чешуйки сидеритизированы. *Гидратация биотита* сопровождалась частичным выносом щелочных металлов и железа. Железо фиксируется в виде сидерита и (или) пирита. Последние развиваются по биотиту, редко, в порах. С увеличением интенсивности процесса гидратации биотита отмечается уменьшение проницаемости пород и повышение водоудерживающей способности для отложений фации проксимальной части фронта дельты. Наибольшая степень гидратации биотита наблюдается в западной части пласта, в отложениях дистальной части фронта дельты и продельты.

Растворение (коррозия) полевых шпатов и эффузивов наблюдается большей частью в песчаниках мелкозернистых фронта дельты, в верхней части пласта. С глубиной, по разрезу пласта БУ16(1-4) интенсивность процесса коррозии затухает. Наблюдается небольшое улучшение ФЕС с увеличением интенсивности процесса растворения. При растворении

зерен усложняется структура порового пространства и образуется вторичная емкость. С процессом растворения зерен под давлением сопряжены процессы регенерации кварца и полевых шпатов. Главным условием регенерации является подток извне необходимого вещества к поверхности зерна [1].

Аутигенный кварц представлен в виде каемок до 0,06 мм, шиповидных наростов. Максимальное содержание аутигенного кварца составляет 2%, регенерационного полевого шпата – 0,6%. С увеличением содержания регенерационного полевого шпата и кварца повышаются коллекторские свойства пород. За счет регенерационных каемок происходит увеличение размеров исходных зерен и восстановление их габитуса (огранки) и уменьшается содержание остаточной воды.

Цеолитизация пород установлена по макро- и микроописанию керна в восточной части пласта БУ16(1-4) и приурочена к песчаникам средне-мелкозернистым фации проксимальной части фронта дельты. Цеолит в виде пятен неравномерно распределен в породе, частично или полностью заполняет поры, развивается по микротрещинам в полевых шпатах, замещает плагиоклаз. Содержание порового цеолитового цемента достигает 8%, уменьшается сверху вниз по разрезу. Его влияние на коллекторские свойства проявляется в песчаниках с проницаемостью более $(1\text{-}2)*10^{-3}$ мкм^2.

Интенсивность цеолитизации проявилась на расхождении значений пористости по воде и пористости по гелию. При содержании цеолитового цемента более 4% пористость по воде больше пористости по гелию на 1-2%.

Цеолитизация пород увеличивает удельное электрическое сопротивление, что при интерпретации ГИС дает неправильное определение насыщенности флюидами - нефтенасыщение. Однако результаты испытаний пластов с содержанием цеолитов в коллекторах БУ16(1-4) показывают отсутствие чисто нефтяных притоков.

Выводы:

1. Увеличение интенсивности вторичных преобразований (гидратация биотита, хлоритизация, карбонатизация, пиритизация, сидеритизация, цеолитизация), увеличение содержания аутигенных минералов (хлорит, кальцит, пирит, цеолит) отрицательно влияет на ФЕС. Процессы регенерации полевых шпатов и кварца, растворение минералов улучшают коллекторские свойства пород. Наилучшими ФЕС характеризуются песчаники средне-мелкозернистые проксимальной части фронта дельты. Улучшение коллекторских свойств пород наблюдается снизу вверх по разрезу.

2. Для увеличения приемистости призабойной зоны пласта, при воздействии на породу с хлоритовым и карбонатным цементом рекомендуется использовать кислотную обработку (HCl). В восточной части пласта БУ16(1-4), в зоне цеолитизации песчаников, необходимо

учитывать особенности цеолитов: при взаимодействии с HCl они образуют студневидный осадок; увеличивают показания удельного электрического сопротивления; завышают значения открытой пористости по воде на 1-2%.

Литература:

1. *Япаскурт О.В.* Литология. Учебник для студ. Высш. Учеб. заведений. - М.: Академия, 2008. – 336 с.

ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ «ДОМАНИКОВОЙ» ФОРМАЦИИ – СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Т.А.Шарданова[1], Н.П.Фадеева[1], А.Н.Хомяк[1], Косоруков В.Л. [1]

[1]МГУ, Москва, e-mail: tshrdanova@mail.ru

[1]МГУ, Москва, e-mail: fadeeva_nataly@mail.ru

[1]МГУ, Москва, e-mail: khomyak.an@yandex.ru

[1]МГУ, Москва, e-mail: kosorukov-vladimir@rambler.ru

Рассмотрены особенности состава и строения высокоуглеродистых пород верхнего девона. Предложена модель формирования осадочного комплекса в пределах депрессионных впадин.

Породы, обогащенные органическим веществом, давно привлекают внимание исследователей по причине своего высокого генерационного потенциала. Авторами были изучены отложения средне-верхне франского и низов фаменского ярусов верхнего девона, вскрытых скважинами на северном склоне Южно - Татарского свода Волго-Уральского бассейна [2]. На рассматриваемой территории для пород характерно повышенное содержание органического вещества, в отдельных образцах до 40% вес. Формирование этого комплекса происходило в разных частях бассейна, для которого наиболее характерными признаками являлись: а) высокая биопродуктивность, приводившая к накоплению высокоуглеродистых осадков разного состава, от чистых сапропелевых, до известковых и кремнистых, с преобладанием смешанных сапропель-известковых, глинисто-сапропель-известковых, сапропель-кремнистых и сапропель-кремнисто-известковых; б) низкие темпы седиментации в центральных частях депрессионных впадин и более высокие в их краевых частях, за счет привноса обломочного известкового материала гравитационными потоками с обрамляющих поднятий; в) стабильный тектонический режим и низкие темпы погружения. Все эти особенности вполне позволяют отнести рассматриваемые комплексы к единой «доманиковой» формации, благоприятной для накопления органического вещества, а

отложения, отличающиеся повышенным содержанием углеродной составляющей, получили название «черные сланцы», а для верхне девонских отложений – доманикиты [1,3].

На этапе формирования доманикового комплекса выделяется два процесса:

1) «Фоновый», преимущественно биогенный с медленными темпами седиментации сапропелевого и планктоногенного, в меньшей степени глинистого материала. Обилие органического материала, пассивная динамика придонных вод являлись причиной анаэробной обстановки иловых, периодически и придонных вод. Осадконакопление происходило ниже волнового базиса, не глубже 150-200 метров.

2) Катастрофический вынос гравитационными процессами известкового материала с карбонатной платформы и внутри бассейновых поднятий, спровоцированный штормовыми процессами. После накопления этих осадков создавались благоприятные аэробные условия для заселения дна бентосными организмами. Присутствие в разрезах карбонатного склона и его подножья линз и слоев обломочных известняков является обычным признаком древних эпейрогенических окраин.

По соотношению этих процессов выделяются два основных типа разрезов: а) преимущественно карбонатный, сформированный на склоне депрессионной впадины и у его подножья, где высокоуглеродистые прослои маломощны и редки; б) высокоуглеродистый кремнисто-известковый депрессионной впадины.

Осадочный разрез имеет трансгрессивно-регрессивный характер. Наиболее характерными породами, создающими своеобразный облик осадочного комплекса, являются черные пелитоморфные породы с миллиметровой слоистостью, обычно горизонтальной, реже линзовидной - «черные сланцы». Слоистость обусловлена колебанием основных компонентов, слагающих эти породы: сапропелевый материал; известковый материал, представленный шламом, микритовой примесью, остатками тентакулит, реже радиолярий; кремневый материал; глинистая примесь. Такое тонкое чередование слойков, нередко разного состава существенно осложняет интерпретацию рентгено - фазового и пиролитического анализов, которые в данном случае дают среднюю картину. Авторы эти породы назвали «ритмитами доманикитными» или «ритмитами высоко углеродистыми». По результатам петрографического анализа, а также с учетом минерального и пиролитического анализа ритмиты подразделяются на: известковые, кремнистые, кремнисто-известковые, известково-кремнистые, глинисто-кремнисто-известковые и глинисто-известково-кремнистые доманикитные. Содержание органического вещества в них колеблется от 5 до 25% вес. Также характерно появление прослоев с содержаниями органического вещества 25-40 % вес., отнесенных авторами к доманикитам или сапропелитам. Выделяются следующие типы слойков, мощностью 0,5-5,0 мм:

а) Известняк биоморфный тентакулитовый. Содержание остатков более 50%, раковины сложены волокнистым кальцитом. Цемент – органическое вещество или аутигенный кальцит;

б) Слойки преимущественно известкового состава, насыщенные биокластами, преимущественно тентакулит и/или шламовым, крипто зернистым известковым материалом;

в) Кремень. Основная масса представлена крипто зернистой кварц - халцедоновой и колломорфной органической массой. Биогенных остатков, сложенных волокнистым халцедоном 5-10%.

г) Кремень с реликтовой биоморфной структурой. Биогенные остатки (до 50%) представлены, преимущественно, тентакулитами, раковины и основная масса которых замещены халцедоном.

д) Слойки с преобладанием сапропелевой массы.

По результатам рентгено-фазового анализа (РФА) соотношение карбонатных минералов, преимущественно кальцита и кремнезема колеблется от 32 : 63% до 71 : 26% (проценты рассчитаны без учета органического материала). В известковых и известково-кремнистых разностях содержание глинистых минералов не более 5%. В глинисто-кремнисто-известковых разностях содержание глинистых минералов : кальцита : кремнезема колеблется соответственно 10-22% : 12-56% : 10-30%. По данным РФА среди глинистых минералов преобладает смешаннослойный слюда-смектит, неупорядоченный, с соотношением пакетов слюды и смектита от 85:15 до 65:35. Для пород характерно повышенное содержание U и Mo, превышающее кларковое содержание в несколько раз [4].

Таким образом, характер осадочного бассейна отвечает условиям депрессионной впадины. Можно предположить, что увеличение периодов с преобладанием «фоновой» садки связано с трансгрессией (или тектоническим погружением впадины) и соответственно увеличением расстояния от поднятия, откуда привносился детритовый, шламовый и микритовый известковый материал гравитационными процессами. Поликомпонентный состав высокоуглеродистых доманикитных пород («черных сланцев») связан как с седиментационными, так и постседиментационными процессами. Вторичное окремнение пород связано, вероятно, как с гидротермальной, так и вулканической поставкой кремнезема в бассейн седиментации (в отдельных образцах встречена примесь пирокластики).

Литература:

1. *Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е.* Геология и геохимия нефти и газа. М., изд. Моск. Ун-та, 2004, 413 с.

2. *Хисамов Р.С., Губайдуллин А.А., Базаревская В.Г., Юдинцев Е.А.* Геология карбонатных сложно построенных коллекторов девона и карбона Татарстана / Под ред. проф., д.г.-м.н. Р.С.Хисамова. –Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, 2010, 283 с.

3. *В.Н.Шванов, В.Т. Фролов, Э. И. Сергеева и др.* Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998, 352 с

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

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ ЧАСТЕЙ ОБЬ-ИРТЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Эдер В.Г[1]., Замирайлова А.Г.[2], Занин Ю.Н.[3] , Жигульский И.А.[4]

[1]ИНГГ СО РАН, Новосибирск, e-mail: edervg@ipgg.sbras.ru

[2]ИНГГ СО РАН, Новосибирск, e-mail: zamirailovaag@ipgg.sbras.ru

[3]ИНГГ СО РАН, Новосибирск

[4]НГУ, ИНГГ СО РАН, Новосибирск, e-mail: gigulski@gmail.com

В результате детального литологического анализа, изучены разрезы чернослацевой баженовской свиты в южной и северной частях Обь-Иртышского междуречья. Отмечается существенно пониженная мощность высокоомной преимущественно биогенной кремнистой пачки в южных разрезах, за счет того, что заключительный этап седиментации на юге сменился периодом, в который происходило повышенное поступление глинистого терригенного материала, значительно разубоживающего ОВ. В то же время, в северной части продолжалась преимущественно биогенная карбонатно-кремнистая седиментация (сопровождаемая расцветом известкового наннопланктона). Показано, что высокоомная, главным образом биогенная кремнистая пачка баженовской свиты имеет сходные значения соотношения биогенной к терригенной составляющей в обоих районах исследования.

В последние годы в России активно рассматриваются возможности добычи нефти из нетрадиционных источников углеводородов. К этому типу толщ относится и верхнеюрско-нижнемеловая баженовская свита, в которой заключены огромные запасы трудноизвлекаемых УВ, по оценкам ряда специалистов составляющие около 20 млрд. тонн [2]. Баженовская свита в некоторых районах является нефтеносной, на некоторых участках начата разработка этой толщи на УВ сырье при помощи гидроразрыва [1]. Установлено [5], что основными осадками, накапливавшимися в верхнеюрско-нижнемеловом Западно-Сибирском бассейне (кроме краевых частей), были гемипелагические осадки (углеродисто-глинисто-кремнистые, углеродисто-кремнистые - силициты, углеродисто-кремнисто-карбонатные) и, в меньшей степени, осадки (глинистый материал аргиллитов) затухающих дистальных турбидитных потоков низкой скорости и плотности, описанных П. Вигналлом [14] для черных сланцев. Содержание органического углерода в глинисто-кремнистых породах и силицитах, в большинстве случаев (кроме краевых частей бассейна), превышает

5%, достигая 15-20%, в аргиллитах редко достигает 5%. Таким образом, уточнение условий формирования свиты, а именно анализ распределения глинистого и кремнистого материала по разрезу и по площади района исследования позволит уточнить информацию о генерационной способности баженовской свиты в различных районах ЗСБ, кроме того, будет полезно при планировании проведения гидроразрыва при ее разработке. Литология баженовской свиты в Салымском районе изучалась многими исследователями [9; 6; 7; 11], особенности строения ее разрезов в южной части Обь-Иртышского междуречья (территория Томской области) освещены в литературе существенно меньше [8; 10, 12 и др.]. Целью настоящего исследования являлось реконструировать и сравнить обстановки формирования баженовской свиты в южной и северной частях Обь-Иртышского междуречья, посредством детального литологического анализа. Изучен керн и произведен анализ каротажных диаграмм около 25 разрезов баженовской свиты, расположенных на территории Усть-Тымской, Нюрольской и Юганской мегавпадин, Каймысовского и Александровского свода.

На территории южной части Обь-Иртышского междуречья разрезы в своей нижней половине представлены высокоуглеродистыми глинисто-кремнистыми преимущественно биогенными породами (содержание как глинистого, так и кремнистого материала не превышает 50%) и силицитами (содержание кремнезема более 50%) с содержанием органического углерода около 10% (высокоомная пачка более 300 Ом*м), а в верхней части – относительно низкоуглеродистыми аргиллитами (содержание глинистого материала более 50%) с содержанием $C_{орг}$ менее 5% (относительно низкоомная пачка). Мощность глинисто-кремнистых пород и силицитов составляет 10-20 м, аргиллитов – 6-15 м. Мощности свиты в отдельных скважинах изменяются от 25 до 30 метров. В Усть-Тымской впадине свита имеет трехчленное строение, снизу вверх она представлена аргиллитами, глинисто-кремнистыми породами и аргиллитами. Мощность разреза свиты составляет порядка 40 метров. В северной части Обь-Иртышского междуречья, включая Салымский и прилегающие к нему районы, баженовская свита, имеет трехчленное строение: нижняя часть представлена кремнисто-глинистыми породами (5-10 м), средняя – глинисто-кремнистыми породами и силицитами (15-20 м), верхняя – глинисто-карбонатно-кремнистыми (4-7 м). В некоторых разрезах свита имеет четвертую пачку, представленную аргиллитами (3-5 м). Мощность разрезов баженовской свиты в этом районе составляет порядка 30-35 м. В верхней ее части содержание карбонатных минералов (главным образом, кальцита, в меньшей степени доломита) и органического углерода заметно повышено, относительно других частей разреза, и составляет 17-30% и 10-15%, соответственно. Изучение пород в сканирующем микроскопе показало, что повышенное содержание кальцита верхней части свиты обусловлено присутствием в значительном количестве фаунистических остатков

кольцеобразной или овальной формы размером 3-5 мкм диагностированных, как реликты кокколитофорид (известковый наннопланктон). Вышеописанное строение разрезов свиты характерно для западной части Юганской мегавпадины. В восточной части Юганской мегавпадины баженовская свита, так же как и на юге Обь-Иртышского междуречья, в нижней части представлена глинисто-кремнистыми породами и силицитами (мощностью около 20 м), в верхней - аргиллитами (мощностью 7-10 м и содержанием $C_{орг}$ около 3%). Пачка с кокколитами здесь отсутствует.

Таким образом, на севере Обь-Иртышского междуречья в Салымском и прилегающим к нему районам во время формирования баженовской свиты, на раннем этапе происходило преимущественно биогенное кремнистое осадконакопление. В этот период наблюдается широкое распространение радиолярий, возможно и диатомей. На более поздних этапах осадконакопления получили широкое развитие кокколитофоридовые водоросли. Отмеченная в настоящей статье закономерность смены биогенной седиментации в верхнеюрское-нижнемеловое время на территории ЗСБ в Салымском и прилегающим к нему районам была отмечена Т.И. Гуровой и В.П. Казариновым [4], М.Ю. Зубковым и Н.А. Дорониной [6]. Именно, тот факт, что на эту территорию не доходил глинистый материал турбидитных низкоплотностных потоков практически в течение всего периода осадконакопления баженовской свиты, сыграло положительную роль в накоплении большего количества органического вещества, по сравнению с другими территориями распространения свиты. Эти же типы разрезов встречаются севернее Обь-Иртышского междуречья в районе Южно-Надымской мегамоноклизы.

В результате проведенного анализа установлено, что силициты характеризуются наиболее высокими значениями соотношения SiO_2/Al_2O_3 по сравнению с другими типами пород баженовской свиты, в северной части района исследования они несколько повышены (9,69-12,91), по сравнению с южной (8,37-10,28). Этот факт объясняется тем, что в разрезах северной части присутствует пачка силицитов-радиоляритов с содержанием кремнезема 70-80% и с содержанием глинистого материала около 5%. Что касается глинисто-кремнистых пород, то значения отношения кремнезема к алюминию в обоих изучаемых районах близки и изменяются от 6,4-8,83, что указывает на то, что в период когда, в обеих изучаемых районах исследования происходила преимущественно биогенная кремнистая седиментация, в южный район (более приближенный к береговой линии) не поступало повышенное содержание терригенного материала по сравнению с северным.

Согласно проведенному исследованию в северной части Обь-Иртышского междуречья баженовская свита в большей части разрезов полностью представлена биогенными породами и имеет мощность 30-35 м, мощность пачки высококремнистых

пород здесь составляет 25-30 м, вверх по разрезу она сменяется карбонатно-глинистыми породами (4-7 м). В южной части изученной территории мощность преимущественно биогенной кремнистой пачки существенно сокращается – до 15-20 метров, за счет того, что на заключительном этапе, предположительно, в связи с проградацией береговой линии, в этот район поступал терригенный глинистый материал (осаждение материала аргиллитов) и преимущественно биогенная седиментация прекратилась раньше, чем в северной части. Анализ значений соотношения кремнезема к аллюминию показал, что во время накопления преимущественно биогенной кремнистой пачки количество поступающего терригенного материала было близким в обоих районах исследования, во время осадконакопления силицитов-радиоляритов - минимальным.

Литература:

1. *Алексеев, А.Д.* Баженовская свита в поисках большой сланцевой нефти на Верхнем Салыме Часть 2. 27.11.2013. / А.Д. Алексеев// – http://www.rogtecmagazine.com.
2. *Выгон Г., Рубцов А., Клубкова С. и др*. Нетрадиционная нефть: станет ли бажен вторым Баккеном?/ Изд-во Энергетического Центра Сколково. 2013. 70 с.
3. *Гуляева Л.А*. Осадки сероводородных бассейнов геологического прошлого // Докл. АН СССР. 1953. Т. XCII. № 5. С. 1019-1022.
4. *Гурова Т.И., Казаринов В.П*. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М.: Гостоптехиздат, 1962, 350 с.
5. *Занин Ю.Н, Замирайлова А.Г., Эдер В.Г.* Некоторые вопросы формирования баженовской свиты в области Среднего-Приобья.// Литосфера, 2005, № 4. - с.118-135.
6. *Зубков М.Ю., Доронина Н.А*. Геохимия пород баженовской свиты/в сб. Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Н., СНИИГГиМС, 1982. С. 68-76.
7. *Нестеров И.И., Ушатинский И.Н.* Баженовская свита Среднего Приобья/ Советская геология. 1986. № 2. с. 32-39.
8. *Полякова И.Д., Кроль Л.А., Перозио Г.Н., Предтеченская Е.А*. Литолого-геохимическая классификация разрезов и седиментационная модель баженовской свиты // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. № 3. - С. 240-251.
9. *Ушатинский И.Н., Ибрагимова Т.А.,* Особенности литологического строения баженовской свиты (месторождения Большой Салым)// Нефтегазовая геология и геофизика, № 11, М. 1982, с. 12-13.
10. *Эдер В.Г*. Некоторые типы разрезов верхнеюрских баженовской и георгиевской свит Обь-Иртышского междуречья/Геология и геофизика № 6, т. 46. 2006. с. 746-754.
11. *Эдер В.Г*. Особенности формирования баженовской свиты на границе юры и мела в центральной части Западной Сибири/ Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск. 2013. с. 309-312.
12. *Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н*. Основные типы разрезов и микротекстуры баженовской свиты/ Фациальный анализ в нефтегазовой литологии: труды II Регионального совещания посвященного 100-летию со дня рождения доктора геолого-минералогических наук Л.Н. Ботвинкиной; Национальный исследовательский Томский политехнический Университет. – Томск: Изд-во ЦППС НД, 2012. с. 156-166.

13. *Raiswell R., Buckley F., Berner R.A., Anderson T.F*. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental idicator of bottom-water oxygenation // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. N 5. P. 812-819.
14. *Wignall P.B*. Black Shales. Clarendon Press: Oxford, 1994. - 127 p.

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕТРАДИЦИОННЫХ УВ В ПОРОДАХ МАЙКОПСКОЙ СЕРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА

М.А.Эфендиева

Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана, Баку,e-mail: m.efendiyeva@mail.ru

В отличие от традиционных месторождений месторождения “сланцевых” УВ преимущественно базируются не на таких геофизических методах, как сейсмика и каротаж, а на исследованиях химико-минералогических и технических свойствах слагающих разрез пород, а значит требует несколько иного подхода при решении вопросов поисков и разведки таких месторождений.

Отложения майкопа на территории Азербайджана представлены глинистыми или алевролитистыми породами, заключенными в толще аналогичных непроницаемых пород-покрышек, которые совместно с последними, образуют плохо проницаемый природный резервуар, обладая целым рядом определенных свойств, для накопления и формирования месторождений “сланцевых” УВ.

На основании анализа построенных литофациальных карт для каждого стратиграфического подразделения майкопа (рюпеля, хатта, кавказа, сакараула и коцахура) было установлено, что в масштабном представлении рассматриваемая территория Азербайджана представляла собой - широкий пролив, расширяющийся с запада на восток в направлении современного Каспийского моря, в пределах которого располагался архипелаг как временных, так и постоянных островов. В пределах которого формировался осадочный комплекс со значениями мощностей этого комплекса отложений в совокупности, сильно варьирующих - от 0 и почти до 3000 м. [2, 3].

Петрографическими исследованиями пород майкопского возраста установлено, что главными породообразующими минералами майкопа на территории Азербайджана являются – гидрослюда мусковитового типа, железистый хлорит, каолинит, а также смешанно-слойные образования [1].

Нефтегазоносные районы на территории суши Азербайджана на основании литолого-петрографических исследований пород позволяют подразделить этот комплекс на две категории:

1. Нефтегазоносные районы, породы которых характеризуются наличием в них значительного количества минералов группы гидрослюды.
2. Нефтегазоносные районы, породы которых характеризуются наличием в них значительного количества минералов группы монтмориллонита.

К первой относятся: Междуречье Куры и Габырры НГР, Шамаха-Гобустанский НГР, Евлах-Агджабедиский прогиб - Мурадханлинский НГР и Абшеронский НГР (глинисто-непроницаемые породы) [1].

Ко второй относятся: Гянджинский НГР, Прикаспийско-Губинский НГР, и Нижнекуринский НГР, а также Лянкаранский НГР (возможный) [1].

Эти вариации предполагают наличие различных источников сноса терригенного материала в майкопский палеобассейн в пределы отдельных областей Азербайджана, особенности условий их седиментации и последующего процесса формирования осадочного комплекса этого стратиграфического возраста.

На основе литолого-петрографических исследований пород майкопской серии и анализа построенных лито-фациальных карт Азербайджана прослеживается следующая закономерность – сформировавшийся осадочный комплекс отложений майкопа, содержащий группу минералов монтмориллонита приурочен к территориям в пределах непосредственного расположения архипелаговых островов, а содержащий группу минералов гидрослюды накапливался в областях прибрежных зон островов майкопского палеобассейна, что является одним из показателей характерных для наличия месторождений «сланцевых» УВ.

Выводы. В результате проведенной работы было прослежено, что наиболее перспективными НГР для формирования и накопления залежей не традиционных УВ, рассматриваются территории Евлах-Агджабединского прогиба в пределах Среднекуринской впадины, а также северную и центральную часть Шамаха-Гобустанского НГР, и возможно НГР Междуречье Куры и Габырры, осадочный комплекс на протяжении майкопского времени которых характеризуется содержанием группы минералов гидрорслюды. В пределах которых и предлагается в первую очередь проведение более детальных и целенаправленных исследований для поисков и разведки «сланцевых» УВ приуроченных к майкопскому комплексу отложений на территории Азербайджана.

Литература:

1. *Хеиров М.Б.* Влияние лито-минералогических, лито-генетических особенностей пород и ряда других факторов на их флюидоупорность. Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов, №1, 2007, с.86-101

2. *Afandiyeva M.A., Guliyev, I. S.*,2013. Maikop Group - shale hydrocarbon complex in Azerbaijan, 75 EAGE Conference & Exhibition London, 2013, P06-13

3. *Afandiyeva M.A.* New date about paleogeography maikop paleobasin of territory of Azerbaijan. RCMNS Interim Colloquium "Paratethys-Mediterranean Interactions: Environmental Crises during the Neogene", Turin, 2014,p.1

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ТЕРРИТОРИИ ХМАО ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н.П. Яковлева, Г.П. Мясникова, С.Ф. Кулагина

«АУ Научно-Аналитический Центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана», Тюмень, e-mail: znatta@mail.ru

Рассмотрен вещественный состав вулканогенных триасовых отложений ХМАО. Представлена схема распространения триасовых отложений западной территории ХМАО. Проанализирована вулканогенно-осадочная толща Рогожниковской, Средненазымской и Даниловской грабенообразных впадин.

Триасовые отложения распространены по территории Западной Сибири не равномерно и часто заполняют впадины и прогибы между более древними породами, выходящими на предъюрскую поверхность. Возраст и состав триасовых отложений изучается и уточняется в Западной Сибири В.С. Бочкаревым, К.С. Ивановым, Н.П. Кирдой, А.Г. Клец, В.Г. Колокольцевым, Т.А. Коровиной, В.Г. Криночкиным, Н.К. Курышевой, А.И. Ларичевым, Ю.Н. Федоровым, С.В. Шадриной, Е.А. Яцканич и другими, за публикациями которых авторы статьи внимательно следят. За последнее десятилетие на исследуемой территории пробурено несколько сотен скважин, которые вскрыли отложения триасового возраста на глубину более 500 м. На основе анализа существующих представлений о строении фундамента, схем и карт, отражающих строение доюрского основания под ред. В.С. Суркова и др., В.Г. Криночкина, К.С. Иванова, специалистами Центра уточняется «Схема строения доюрского основания территории ХМАО-Югры».

На рис. 1 представлен фрагмент схемы распространения триасовых отложений. В западной части схемы развитие триасовых отложений контролируется Восточно-Уральским (ВУ) глубинным разломом, протягивающимся длинной полосой (более 600 км) с юго-запада на северо-восток. В восточной части исследуемой территории распространение триасовых отложений также контролируется Нялинско-Атлымским (НА) и Лок-Лорским (ЛЛ) глубинными разломами, имеющими меньшую протяженность и направленными с северо-запада на юго-восток. На схеме отражен вещественный состав пород, вскрытых скважинами

в кровле доюрских отложений. Анализ вулканогенно-осадочных пород триасового возраста изучаемой территории показал, что большая часть глубоких скважин вскрыла кислые эффузивные породы (49%), третья часть скважин прошла по эффузивным породам основного состава (32%). Туфами различного состава представлено 8% скважин, терригенными породами сложено 3% изученных скважин, а кора выветривания вскрыта 19 скважинами (6%). В триасовых кислых эффузивных породах (риолитах, трахириолитах, трахириодацитах и их туфах, кластолавах, лавобрекчиях) открыты залежи на Рогожниковском, Средненазымском и Даниловском месторождениях, которые приурочены к инверсионным грабенообразным впадинам. Наибольшие притоки были получены при испытании скважин, пробуренных в сводовых частях триасовых сопок. По мнению С.В. Архипова и др. «Наиболее высокие сопки дренируют большую толщину глинистых пород и ближе находятся от баженитов тутлеймской свиты» [1]. Фонтаны нефти получены в скважинах 229 (Qн=139м^3/сут) и 230 (Qн=16,8м^3/сут) Средненазымских, приток нефти с водой – в скв 887 Высотной, расположенных в сводах локальных поднятий. Рогожниковская и Средненазымская грабенообразные впадины ограничены с юго-запада Нялинско-Атлымским разломом, а с северо-востока – глубинным разломом, направленным практически параллельно ему (рис.1). На композитном временном разрезе по профилям, пересекающим Рогожниковскую грабенообразную впадину, сейсмофации, условно отождествляемые с риолитами, залегают одна на другой, отражая цикличность извержения магмы. В периоды покоя на поверхности эффузивов формировались коры выветривания, туфы и терригенные отложения. Как показывает волновая картина, гипсометрически выше залегают кислые лавы с прослоями туфов в скважине 745 Рогожниковской (рис. 2). Но излияние их на поверхность происходило гораздо раньше, чем извержение магмы, которая вскрыта скважинами 729, 781,

792. Выступающее обрамление Рогожниковского грабенообразного прогиба характеризуется выходом более древних отложений на предъюрскую поверхность с угловым и стратиграфическим несогласием. К таким зонам, чаще всего испытывающим процессы выветривания, приурочены ловушки УВ.

Даниловская грабенообразная впадина сложена преимущественно вулканическими породами – кислыми, риолитового и дацитового состава, которые вскрыты чаще в сводовых частях триасовых сопок; а также основными – базальтами и долеритами; и их туфами [2]. В отличие от Рогожниковского типа разреза кислые вулканиты Даниловской грабенообразной впадины имеют меньшую по площади область распространения. В плане выделяются в форме «подковы» на фоне скважин, вскрывших породы основного состава. Внутри так называемой «подковы» скважинами вскрыты базальты девонского возраста (скв.89, 98, 100), а в скважине 42 Лемьинской - граниты верхнедевонского возраста (П.К. Куликов, 1986г). В

скважине 10420 Даниловской выветрелые базальты туринской серии залегают на «черных известняках (доманикитах) девонского возраста» [3]. Наиболее детально по керну скважины 10354 Хултурской З.В.Лашневой изучены черные брекчированные известняки с гематитом и графитом, напоминающие по внешнему виду доманикиты, с фауной тентакулитов, такие же известняки встречены в скважине 10103 Шушминской [3]. Как известно, доманикиты являются нефтегенерирующей толщей девонского возраста (Волго-Уральская НГО, Ромашкинское месторождение).

Нефтегазоносность триасовых отложений в основном связана с породами средне-кислого состава, в то же время отмечается продуктивность пород основного состава. Например, залежь газа в районе скважин 65 и 10076 Даниловской площади приурочена к коре выветривания базальтов. Непромышленные притоки газа и нефти получены при испытании базальтов в скважинах 851, 815, 816 Красноленинского участка. Кавернозные выщелоченные базальты скважины СГ-6 Тюменской на глубинах 6500-6900 м насыщенны УВ-газами. Из терригенных прослоев в базальтах скважины 1 Пайдугинской (на востоке Западной Сибири) получены притоки нефти с глубины 3548-3543м [4]. Нефтепроявления отмечаются в породах основного состава в скв. 1 Тюменской и скв. 3 Ярской. Выщелоченные, кавернозные, трещиноватые базальты (коры выветривания базальтов) в определенных условиях, также могут быть коллекторами углеводородов и представлять объект поиска залежей нефти и газа. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Волновая картина на Ереминской, Половинкинской, Новокатышской и Заозерной площадях имеет определенное сходство с композитным временным разрезом Рогожниковской грабенообразной впадины. Эти грабены инверсионного строения сложены эффузивами кислого и основного состава.

Таким образом, большая часть глубоких скважин, пробуренных в триасовых отложениях, вскрыла кислые эффузивы, а третья часть скважин – эффузивные породы основного состава. Нефтегазоносность триасовых отложений в основном связана с вулканогенно-осадочными породами кислого состава, но в то же время отмечается продуктивность коры выветривания базальтов. Объектом поиска залежей углеводородов в триасовых отложениях являются грабенообразные впадины, имеющие инверсионное развитие. Рекомендуем пробурить скважины в сводовых частях триасовых сопок на Новокатышской и Заозерной площадях для обнаружения ловушек УВ.

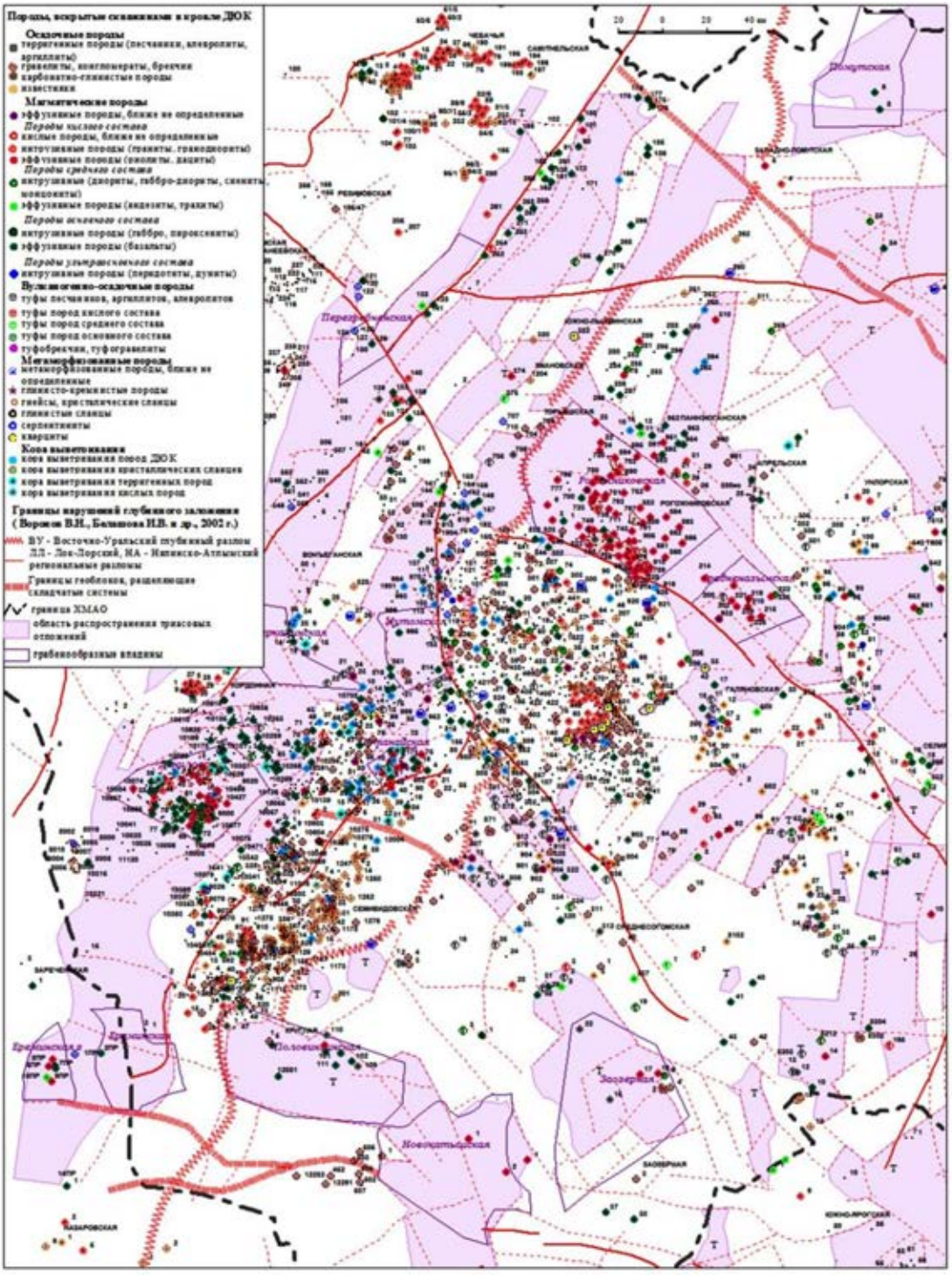


Рисунок 1 - Фрагмент схемы распространения триасовых отложений западная часть ХМАО (Западная Сибирь). Составили: А.В. Тугарева, Г.А. Чернова, Н.П. Яковлева, 2015г

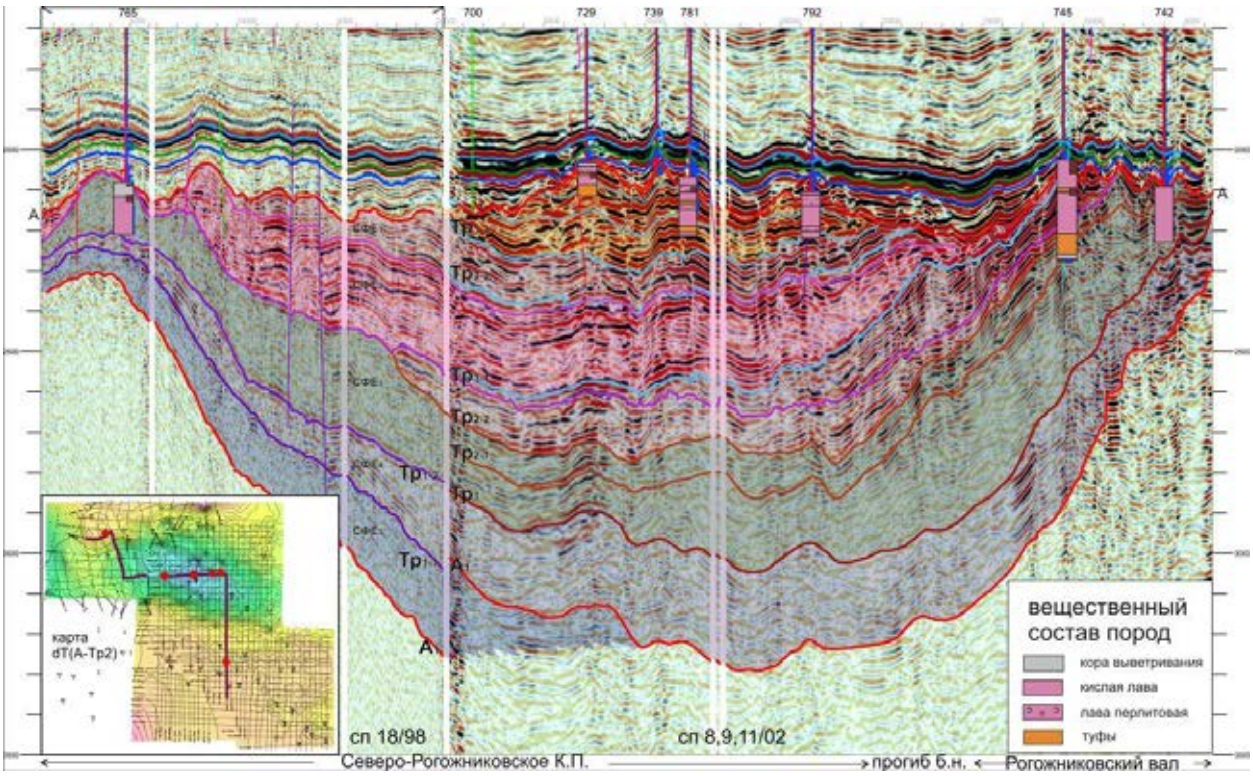


Рисунок 2 - Композитный временной разрез по линии I-I (интерпретация Кулагиной С.Ф.)

Литература:

1. Архипов С.В., Замаруев Е.И., Хабарова Т.С. Характерные черты геологического строения и нефтенасыщенности Рогожниковского месторождения // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры Материалы XII научно-практической конференции. – Ханты-Мансийск. - Т. 1.- 2009.- С. 202-213

2. ЛашневаЗ.В., Лашнев И.М., Яцканич Е.А. Геологическая карта доюрских отложений Шаимского района // Объяснительная записка ТГНГУ - Тюмень. -1996. -с 176.

3. Лашнева З.В., Яцканич Е.А. Раннемезозойская субформация игнимбритов и перспективы ее нефтегазоносности в центральных районах Широтного Приобья. // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (3-я научно-практическая конференция). – Ханты-Мансийск. –2000. -С. 100-109.

4. Смирнов Л. В., Костеша О. Н., Татьянин Г. М. Базальт-долеритовая триасовая толща на востоке Западной Сибири// Горные ведомости, - Тюмень. - Т.11. -2014. -С 28-42.

ШТОРМОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЕ ФРОЛОВСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Е.В.Щепетова[1], И.В.Панченко[2], Е.Ю.Барабошкин[3], В.Д. Немова[2], М.Е.Смирнова[2] М.В.Зуйкова[2]

[1]ГИН РАН, Москва, e-mail: shchepetova@ginras.ru

[2]МиМГО, Москва, e-mail: ivpanchenko89@gmail.com

[3]МГУ, Москва, e-mail: EJBaraboshkin@mail.ru

В нижней части баженовской свиты Западно-Сибирского палеобассейна часто присутствуют скопления («свалы») рыбного детрита в виде тонких (0,5-2,0 см) прослоев и линз, часто сгруппированных в маломощные серии. В структуре прослоев прослеживается стратификация, характерная для темпеститов [1]. Над штормогенными слоями обычно залегают отложения, накопившиеся в условиях улучшенной аэрации, обогащенные раковинами двустворчатых моллюсков. Темпеститы свидетельствуют о мелководных (менее 100 м) обстановках формирования нижней части баженовской свиты и о регрессии, достигшей максимума на завершающих этапах накопления нижней силицитовой пачки.

При комплексном изучении верхнеюрско-неокомских отложений Фроловской мегавпадины (по 14 скважинам), в нижней части баженовской свиты, сложенной углеродистыми глинистыми силицитами и радиоляритами, были встречены многочисленные скопления («свалы») мелкого (0,2–5 мм) рыбного детрита в виде тонких (0,5-2,0 см) прослоев и линз, часто сгруппированных в маломощные (до 5-6 см) серии. Во вмещающих отложениях костные фрагменты рыб также встречаются, но в рассеянном состоянии. Вблизи прослоев иногда наблюдаются «ореолы» повышенной концентрации частичек рыбного детрита, что, вероятно, связано с биотурбацией детритовых слоев после их отложения. Помимо рыбного детрита в составе грубозернистого материала иногда присутствуют интракласты вмещающих глинисто-кремнистых пород, песчаные глауконитовые и фосфатные зерна, фораминиферы. При постседиментационных изменениях «рыбные» прослои были окремнены или карбонатизированы, часто содержат углеводороды.

Внутреннее строение «рыбных» прослоев неоднородное, в них прослеживается стратификация (рис. 1), характерная для темпеститов [*1*]. Элементарная последовательность включает (снизу-вверх): а) поверхность размыва с ассиметричными подошвенными знаками. В ряде случаев нельзя исключить, что они являются знаками ударов крупных костных фрагментов; б) слой концентрированного рыбного детрита с хаотичным расположением биокластов, наиболее крупные группируются вдоль поверхности размыва, заполнителем служит более мелкий детрит, размер которого уменьшается к кровле слоя; в) слой пелитового вещества с отчетливо выраженной горизонтальной или полого-волнистой слоистой текстурой и рассеянными мелкими биокластами, ориентированными вдоль слоистости.

Кровля штормогенного прослоя отчетливая, волнистая и, возможно, осложнена пологой рябью затихающего волнения. Установленная последовательность слоев соответствует типичной «вертикальной темпеститовой последовательности» [*1*], отражающей динамику развития кратковременного высокоэнергетического штормового события. Его начало связано с размывом морского дна, переводом во взвешенное состояние массы неоднородного по размерности осадочного материала и перемешиванием волновыми движениями воды. При затихании шторма происходило осаждение взвешенного материала, сопровождающееся гравитационным фракционированием.

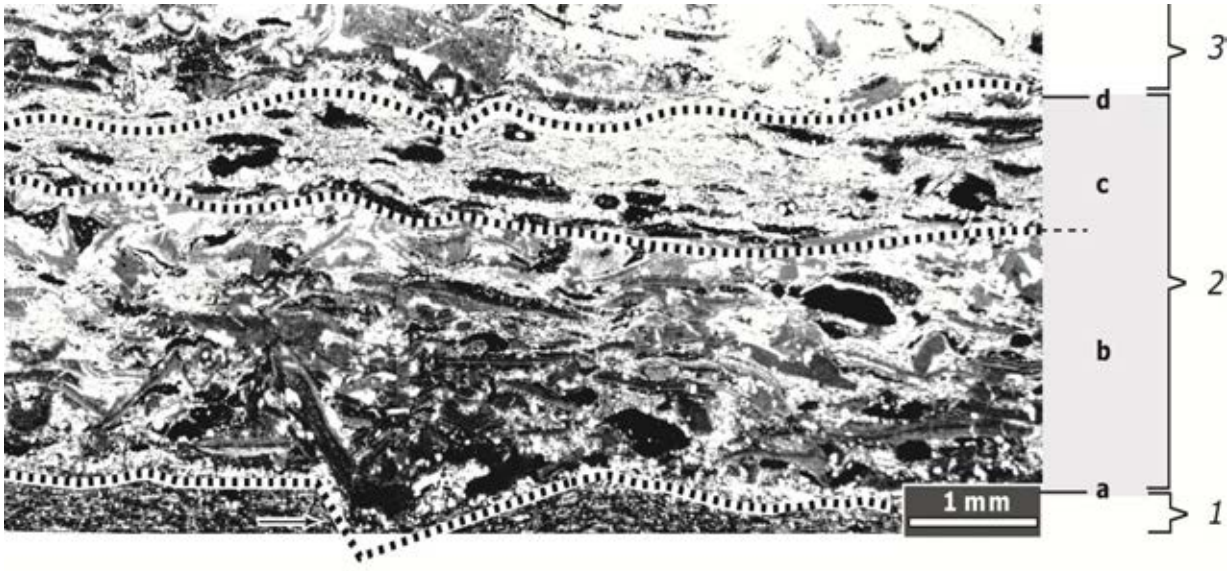


Рисунок 1 - Штормогенная стратификация в прослоях с рыбным детритом (черное): *1* – вмещающие глинистые силициты; *2* – штормогенный прослой: a – поверхность размыва; b – концентрация костных рыбных фрагментов с нормальной градационностью; c – тонкослоистый иловый покров с рассеянными биокластами, ориентированными субгоризонтально, d – волнистая кровля прослоя; *3* – концентрированный рыбный детрит вышележащего штормогенного слоя. Баженовская свита, скв. Емангальская-96.

В разрезе баженовской свиты Фроловской впадины над штормогенными скоплениями ихтиодетрита обычно залегают глинисто-кремнистые породы, обогащенные карбонатными раковинами двустворок (в основном иноцерамид) и их фрагментами, накопившимися в условиях улучшенной аэрации по сравнению с фоновыми отложениями, в которых такие остатки, как правило, отсутствуют.

О дистальном происхождении штормогенных прослоев можно судить по их малой мощности и параавтохтонному характеру остатков фауны. Такие темпеститы формировались под влиянием осциллирующих движений водной массы, не обладавшей необходимой энергией для глубокого размыва осадков и значительного латерального переноса осадочного вещества [*1*], что характерно для эпиконтинентальных бассейнов. Вместе с тем, следует

отметить довольно высокую концентрацию рыбного детрита, по сравнению со средним его содержанием во вмещающих породах, неодинаковую сохранность костных фрагментов в пределах одного и того же слоя, тенденцию образования ритмичных серий, состоящих из нескольких залегающих друг над другом темпеститовых слоев. Эти признаки свидетельствуют о неоднократном повторении штормовых событий, сопровождавшихся амальгамацией – накоплением грубозернистого материала за счет переработки ранее отложившихся темпеститов более поздними штормами. Перечисленные особенности штормогенных отложений более характерны для зон фациального перехода дистальных темпеститов в проксимальные, которые накапливались ближе к палеоберегу [*1*]. Нельзя исключить, что однородность состава и высокая концентрация рыбных остатков связаны с перемывом копрогенного материала, поскольку для близких темпеститов других осадочных бассейнов костные остатки обычно перемешиваются с раковинным детритом [*2, 3*].

К темпеститам следует относить также прослои (2-3 см) отсортированных радиоляритов, развитых в верхних горизонтах силицитовой пачки и характеризующихся пологой косой слоистостью, иногда с имбрикацией рыбных фрагментов, повышенным содержанием аллохтонного глауконитового песчаного материала, который во вмещающих отложениях практически не встречается. Такие темпеститы могли формироваться при участии штормовых потоков более высокой энергии, направленных от прибрежных к глубоководным зонам палеобассейна и способных переносить осадочный материал на значительное расстояние от палеоберега.

Аналогичные рыбные темпеститы встречаются в разрезах баженовской свиты других районов Западно-Сибирской плиты. Они свидетельствует о мелководных (менее 50 м) обстановках формирования нижней части свиты и о регрессии, достигшей максимума на завершающих этапах накопления силицитовой пачки. В пределах Фроловской мегавпадины мелководные отложения силицитовой пачки, включающие темпеститы, перекрываются тонкослоистыми высокоуглеродистыми глинисто-известковыми (кокколитофоридовыми) породами, накопление которых было, очевидно, связано с развитием трансгрессии.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, гранты № 13-05-00745а, 15-05-03149а. Благодарим НАЦ РН им. В.И.Шпильмана за предоставление кернового материала.

Литература:

1. Storm depositional system. Lecture Notes in Earth Sciences. V. 3. Berlin: Springer-Verlag, 1985.– 174 p.*Sageman B.B.* Lowstand tempestites: Depositional model for Cretaceous skeletal limestones, Western Interior basin. – Geology. 1996. V. 24. № 10. - P. 888-892.

2. *Suan G., Rulleau L., Mattioli E. et al*. Palaeoenvironmental significance of Toarcian black shales and event deposits from southern Beaujolais, France. - Geol. Mag., 2013. Vol. 150, № 4. - P. 728–742.

СЕКЦИЯ 6
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТАДИЙНОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА И МОДЕЛИРОВАНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СИСТЕМЫ ГОРНЫХ ПОРОД

А.А.Абросимов, Ю.Г.Пименов

РГУ нефти и газа имени И.М.Губкина, Москва, e-mail: Andreich.gis@gmail.com

В данной работе на основе использования метода рентгеновской компьютерной томографии (РКТ) проведено изучение фильтрационно-емкостных систем горных пород, показано влияние литологии на их морфологию. Среди осадочных пород рассмотрены обломочные и кристаллические разности, относящиеся как к поровому, так и к сложному типу коллекторов. В сравнении рассматривается синтетический материал – «фиктивный грунт».

Как известно, в геологии горные породы, исходя их их генезиса, подразделяются на три большие группы: магматические, осадочные и метаморфические, среди которых с учетом их структуры и состава выделяют отдельные разности (классы, подклассы и т.д.). К настоящему времени, в литосфере выявленных и добытых запасов УВ приурочено 99,9% к породам осадочного генезиса (из них порядка 55% - к обломочным, 44,5% - к карбонатным, около 0,4% к глинистым), небольшая доля сопряжена с магматическими (Вьетнам, Россия, Швеция) и пока не найдено ни одной залежи в метаморфических – в частности, сланцах. В геологии нефти и газа при классификации горных пород помимо генезиса используют еще одно свойство, отражающее их фильтрационно-емкостную систему – ФЕС или то пространство в породах, где, с одной стороны, содержится нужный для нас флюид (нефть, газ, вода), а с другой, по которому и насколько эффективно он может выйти, т.е. они подразделяются на коллекторы от I до V класса и флюидоупоры от класса А до Е (по А.А.Ханину, 1969). Первые из них формируют такие геологические тела как ловушки нефти и газа, а вторые – экраны/или покрышки для них.

Кроме того, к настоящему времени на месторождениях материковой части НГБ как России, так и зарубежных доля активных запасов УВ достаточно существенно снижена, а трудноизвлекаемых (содержащихся в коллекторах IV и V классов с Кпр менее 50 мД) постоянно увеличивалось, повышается и сейчас. В связи с этим, чтобы нефтегазовым компаниям получить рентабельную добычу УВ необходимо применять методы интенсификации флюидоизвлечения из продуктивных пластов, которые без знания и учета

литолого-петрофизических свойств коллекторов и, в частности, их ФЕС имеют, как правило, низкую эффективность.

Опыт изучения коллекторов различного генезиса, возраста (от рифея до современных), глубины залегания (с 7 км до поверхности) с применением как традиционных в литологии и петрофизике, так и неразрушающих (УЗС керна) и визуализационных (РГ и РТ) способов позволяет отметить, что их ФЕС достаточно разнообразны, определяются литологией пород, геологической историей развития ловушек, но, в целом, исходя из своей структуры и объемного распространения, могут быть подразделены на две группы – относительно однородные и неоднородные/сложные. В ФЕС пород емкостное пространство представлено порами (или пространством располагающимся между породообразующими формами – зернами, кристаллами, остатками флоры и фауны, а также внутри них), кавернами, жеодами, а фильтрационное – поровыми каналами и трещинами. При этом, последние выявляемые в неразрушившихся при подъеме из скважин образцах керна методами УЗС и РТ всегда являются частично полыми и состоят из систем линейно-плоскостных участков плотной группировки полостей/пор и поровых каналов деформации (растяжения, сдвига в складчатых областях и кручения), ориентированных субпараллельно направлению развития максимальных давлений в тензоре напряжений.

В докладе, с одной стороны, специально показан пример ФЕС в однотипных поровых коллекторах IV и V классов с проницаемостью 1,5 – 13 мД содержащих трудноизвлекаемые объемы УВ представленных алевролитом (Калининградская НГО), доломитом (Восточно-Сибирская НГП) и глиной (Сев.-Кавказская НГП), сложенных близкими по размеру (30-70 мкм), соответственно, регенерируемыми зернами кварца, кристаллами ромбовидной, кристаллитами и их агрегатами таблитчатой формы, из которых благодаря методы РТ даже на графиках распределений межзерновых и межкристаллических пор по размеру, форме и емкости достаточно хорошо видна степень и вид неоднородности их ЕС, различия между собой, а их слоистая разновидность – еще нагляднее на их объемных изображениях в системе 3D.

С другой стороны, для сравнения с природными объектами приведен пример ФЕС пористого синтетического материала «фиктивный грунт» полученного при моделировании процесса заполнения трещины ГРП раскрытостью 5 мм зернами пропанта шаровидной формы диаметром 1,6 – 2,1 мм и темпом закачки 0,3 $м^3$/мин. Результат изучения ФЕС фиктивного грунта этого типа показал, что даже в нем поры и поровые каналы неоднородны по своей структуре и их пространственному распределению в объеме и среди них в местах наличия зерен с нечетным количеством контактов формируются не изометричные поры, а их разновидности – «арочного» типа элипсовидно-дисковидной формы размером близким или

превышающим диаметр пропанта и на их долю в емкости подобного пористого заполнителя приходится до 25%.

Таким образом, ФЕС горных пород и коллекторов, в частности, определяются их литологией, но по своей структуре и пространственному развитию они достаточно разнообразные и из них к группе относительно однородных следует относить лишь разности обладающие прямым линейным характером зависимости фильтрационной способности системы от ее емкости и именно их нужно использовать при геолого-гидродинамическом моделировании, а для всех остальных, наблюдающихся в коллекторах смешанного и трещинного типов, необходимо вводить корректировки, которые могут быть получены при изучении пород с применением отмеченных выше методов.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВАСЮГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ СЕВЕРО-ВАРТОВСКОЙ МЕГАТЕРРАСЫ

С.В. Астаркин, Л.В. Саратинян, Н.А. Саратинян, А.А. Рубе

Филиал ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг" "КогалымНИПИнефть" в г. Тюмени, Когалым, e-mail: sv.astarkin@rambler.ru

Представлены результаты комплексного литолого-минералогического и петрофизического изучения пород-коллекторов васюганского горизонта (пласт $Ю_1^1$) в пределах западного окончания Северо-Вартовской мегатеррасы. Анализ полученных данных свидетельствует как о литологической, так и петрофизической неоднородности строения пласта $Ю_1^1$. Верхняя часть пласта сложена монолитными песчаниками с редкими прослоями глин и характеризуется улучшенными коллекторскими свойствами. Средняя часть пласта представлена неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, характеризуется ухудшенными коллекторскими свойствами. Нижняя часть представлена аргиллитами с редкими линзовидными прослоями алевролитов и является неколлектором. Полученные результаты детализируют строение васюганских отложений в пределах изучаемой территории и способствуют более обоснованному выделению продуктивных интервалов по разрезу.

Верхнеюрские отложения сравнительно хорошо исследованы в пределах Нижневартовского свода, а на его северном продолжении – Северо-Вартовской мегатеррасы, еще требуют детального литолого-петрофизического изучения для выявления зон улучшенных пород-коллекторов. В пределах изучаемой территории установлена нефтеносность пласта $Ю_1^1$, поэтому исследования, направленные на изучение литологических и фильтрационно-емкостных свойств песчаных тел-коллекторов, являются актуальными.

Территория исследования расположена в пределах Пурпейско-Васюганского структурно-фациального района [1]. Формирование отложений пласта $Ю_1^1$ происходило в

прибрежно-морских условиях барьерного побережья под действием волнений и течений на фоне нарастающей трансгрессии поздневасюганского бассейна.

Согласно проведенным литолого-минералогическим и петрофизическим исследованиям, а также данным интерпретации материалов ГИС в пределах изучаемой территории пласт $Ю_1^1$ характеризуется как литологической и минералогической неоднородностью по разрезу, так и неодинаковыми коллекторскими свойствами. Комплексная обработка имеющейся информации позволила детализировать строение пласта $Ю_1^1$ в пределах изучаемой группы месторождений и выделить три интервала.

Верхний интервал (I) пласта $Ю_1^1$ имеет равномерное распространение по площади. Общая толщина изменяется от 3,2 м до 8,1 м, эффективная - от 3,3 м до 7,7 м. Интервал представлен преимущественно средне-мелкозернистыми песчаниками, участками слабо пелитистыми, реже алевролитами крупнозернистыми, кварц-полевошпатового состава в различной степени карбонатизированными. По данным гранулометрического анализа содержание песчаной фракции составляет 71,1-87,7 %, алевритовой – 9,7-24,2 %, пелитовой – 2,1-6,0 %. Медианный диаметр зерен – 158,6-276,0 мкм. Сортировка хорошая (So - 1,5-2,1). Размеры межзерновых пор составляют 0,05-0,1 мм, иногда до 0,2 мм, что обеспечивает достаточно высокие фильтрационно-емкостные свойства коллекторов интервала I. Распределение пор по размерам, полученное по результатам капилляриметрических исследований образцов интервала I со значениями Кп=18,3-18,7 % и Кпр=31-56 ($х10^{-3}$ мкм^2), свидетельствует о преобладании пор радиусом 0,5-5 мкм. При снижении Кп до 15,6-16,1 % увеличивается доля пор радиусом 0,1-0,28 мкм и менее, Кпр снижается до 4,1-12 ($х10^{-3}$ мкм^2). Содержание кварца в песчаниках этой зоны изменяется в пределах 49-59 %, содержание полевых шпатов – в пределах 24-32 %. По результатам рентгеноструктурного анализа пелитовой фракции содержание каолинита составляет 64-87 %, хлорита – 5-12 %, гидрослюды – 8-21 %, смешаннослойных – 2-3 %. Характерно присутствие глауконита и рассеянного пирита. Коэффициент песчанистости интервала равен 0,856, коэффициент расчлененности - 1,28. По данным испытания скважин из интервала I получены притоки нефти со средним дебитом 60-90 т/сут.

Интервал II по результатам макро- и микроскопического изучения керна представлен алевролитами средне-крупнозернистыми, слабо пелитистыми, карбонатными, слюдистыми. По данным гранулометрического анализа содержание алевритовой фракции составляет 47,5-59,1 %, песчаной – 36,4-47,3 %, пелитовой – 4,4-5,5 %. Медианный диаметр зерен изменяется от 81,0 до 96,7 мкм. Сортировка хорошая (So - 1,7-2,3). Суммарная карбонатность равна 1,7-31,2 %. Размеры межзерновых пор снижаются до 0,02-0,07 мм и до 0,01-0,04 мм. По минералогическому составу обломочной части алевролиты относятся к грауваккковой

(кварцево-полевошпатовые граувакки) и аркозовой (грауваккковые аркозы) группам. Содержание кварца в грауваккковых аркозах составляет 42-44 %, полевых шпатов – 33-36 %, обломков горных пород – 22-23 %. В кварцево-полевошпатовых грауваккках – кварца 25-35 %, полевых шпатов – 27-40 %, обломков горных пород – 27-39 %. По результатам рентгеноструктурного анализа пелитовой фракции содержание каолинита составляет 60-62 %, хлорита – 14-15 %, гидрослюды – 21-22 %, смешаннослойных – 3 %. Коллекторские свойства пород интервала II заметно снижаются. Изменение структуры породы особенно существенно сказывается на фильтрационных и водоудерживающих свойствах коллекторов. Коэффициенты проницаемости коллекторов интервала II снижаются до 1-10 ($x10^{-3}$ мкм^2) и менее 1-0,1 ($x10^{-3}$ мкм^2), коэффициенты остаточной водонасыщенности (Кво) увеличиваются до 0,35-0,60 при коэффициентах пористости 14-18 %. При более высоких значениях Кво алевролиты этого пласта не являются коллекторами. Породы интервала II имеет неравномерное распространение по площади, выклиниваясь в северо-восточном и юго-восточном направлениях. Общая толщина пласта изменяется от 0,7 м до 11,2 м, эффективная - от 0,7 м до 6,2 м. Коэффициент песчанистости интервала равен 0,57, коэффициент расчлененности – 1,6. Результаты раздельного испытания данного интервала свидетельствуют о притоках нефти дебитом от 3,5 до 33 т/сут.

В интервале III пласта $Ю_1^1$ установлены преимущественно аргиллиты с редкими прослоями алевролитов мелко-среднезернистых, в которых коллекторские свойства значительно снижаются за счет увеличения в составе глинистого цемента гидрослюдистой и хлоритовой составляющих и уменьшения среднего размера обломков. Доля каолинита составляет 34,7 %, хлорита 25,6 %, гидрослюды 28,9 %, что отрицательно сказывается на коллекторских свойствах пород. Общие толщины интервала пласта изменяются от 9 до 53 м, эффективные - от 0,7 до 7,5.

Таким образом, в пределах изученной группы месторождений западного окончания Северо-Вартовской мегатеррасы, по результатам литолого-минералогического и петрофизического изучения кернового материала, было уточнено строение пласта $Ю_1^1$. Установлено, что пласт имеет неоднородное строение, выделено три интервала, каждый из которых характеризуется своими фильтрационно-емкостными свойствами.

Литература:

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

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОСТРОЕНИЯ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ УГЛЕВОДОРОДОВ

И.О. Баюк[1], О.В. Постникова[2], В.И. Рыжков[2], И.С. Иванов[2]

[1]ИФЗ РАН, e-mail: ibayuk@yandex.ru

[2]РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, e-mail: olgapostnikova@yandex.ru.

В работе демонстрируется литологически обоснованный подход к построению математической модели упругих свойств сложнопостроенного карбонатного коллектора Юрубчено-Тохомской зоны с использованием методов теории эффективных сред (Rock Physics). Приводятся результаты инверсии пористости различного типа (включая трещинную) по данным ГИС, полученные в результате этого моделирования.

В последнее время в связи с истощением мировых запасов углеводородов все большее внимание уделяется наукоёмким подходам к анализу доступных геофизических данных и комплексированию различных методов изучения коллекторов углеводородов. В этой связи в последнее время методы теории эффективных сред (или Rock Physics) играют всё большую роль в таких исследованиях.

Породы, относящиеся к разным типам коллекторов углеводородов (терригенным карбонатным, УВ-содержащим сланцам), в силу различных условий формирования имеют различное строение. В свою очередь, различие во внутреннем строении пород порождает различия в их физических свойствах, наблюдаемых в эксперименте. Строение породы может быть различно в разных масштабах, и физические свойства каждого следующего масштаба «наследуют» физические свойства предыдущего масштаба, обусловленные строением породы на всех предыдущих масштабах. Все эти факторы следует принимать во внимание при применении методов Rock Physics для математического моделирования физических свойств коллекторов. В этой связи литологический анализ породы является необходимым этапом корректного построения математической модели коллектора, поскольку позволяет получить данные о внутреннем строении породы в разных масштабах, начиная с масштаба пустот, по которым флюид уже может двигаться.

В данной работе приведены результаты построения разномасштабной модели эффективных упругих свойств низкопористого плотного карбонатного коллектора Юрубчено-Тохомской зоны [1]. Согласно данным анализа микроструктуры пород коллектора, начиная с масштаба нескольких десятков микрон и заканчивая визуальным анализом полноразмерного керна, в породе можно выделить несколько разномасштабных элементов (рис. 1а): 1) доломитовая матрица с межзерновыми квазиизометричными порами

(самый крупный масштаб, т.е. самые мелкие неоднородности); 2) протяженные кавернозные прослои (зоны), выполненные другими минералами (кварцем, халцедоном), которые находятся в пористой доломитовой матрице – более мелкий масштаб по сравнению с масштабом 1); 3) горизонтальные стиллолитовые швы (более мелкий масштаб по сравнению с масштабом 1)); 4) вертикальные трещины (самый мелкий масштаб) – видны на полноразмерном керне.

Литологический разномасштабный анализ породы дает все основания считать такой коллектор сложнопостроенным, а наличие упорядоченных структур позволяет предположить анизотропию физических свойств этой породы. Поскольку вертикальные трещины ортогональны по отношению к стиллолитовым швам и протяженным кавернозным зонам, то, по меньшей мере, можно ожидать орторомбический тип упругой симметрии такой породы.

Необходимым этапом построения математической модели породы является замена реальной породы некой модельной средой, в которой неоднородности (поры, трещины, зерна минералов и иные включения) представлены простыми геометрическими фигурами – как правило, эллипсоидами, имеющими различное аспектное отношение. На основании литологического анализа была построена модельная среда, отражающая основные черты внутреннего строения породы, показанная на рис. 1б.

а) б)

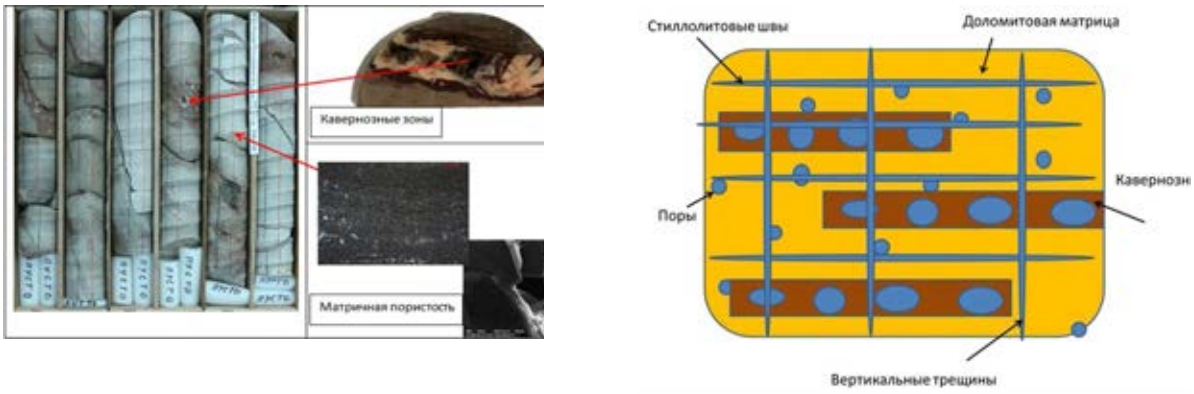


Рисунок - 1. а) Фотографии образцов керна карбонатного коллектора ЮТЗ в разных масштабах; б) модельная среда для трещинно-порово-кавернозного коллектора ЮТЗ, используемая для математического моделирования его эффективных упругих свойств

После выбора модельной среды следующим этапом построения математической модели физических свойств является параметризация модели, заключающаяся в выделении параметров модели, определяющих ее физические свойства. Для рассматриваемого коллектора такими параметрами являются параметры, характеризующие упругие свойства вещества матрицы, кавернозных зон, форму включений кавернозного материала, степень раскрытия стиллолитовых швов и вертикальных трещин, а

также параметр связности пустотного пространства. Важными параметрами являются те, которые характеризуют фильтрационно-ёмкостные свойства коллектора, а именно, объемные концентрации пустот разного вида, в частности, трещинная пористость, которая является очень важным параметров для разведочной геофизики. Часть параметров модели (или границы их изменения) известна из анализа микроструктурных данных, другие параметры - неизвестны (например, ёмкости пустот разного типа, степень связности пустотного пространства). Для определения неизвестных параметров модели необходимо иметь в аналитической форме связи этих параметров с физическими свойствами, наблюдаемыми в эксперименте. Такие связи позволяют установить методы Rock Physics. В этом случае неизвестные параметры могут быть получены в результате инверсии (решения обратной задачи) с помощью специальных математических методов (методы нелинейной оптимизации). Суть этих методов состоит в подборе такого набора (или наборов параметров), который обеспечивает минимальное расхождение теоретических и экспериментальных значений физических свойств (скоростей упругих волн). На рис. 2. показаны результаты определения фильтрационно-ёмкостных параметров (ёмкости пустот разного вида) модели коллектора ЮТЗ путем инверсии из данных ГИС. Из рисунка видно, что положение зон повышенной трещиноватости, определенное в результате математического моделирования, хорошо коррелирует с независимыми данными ГИС.

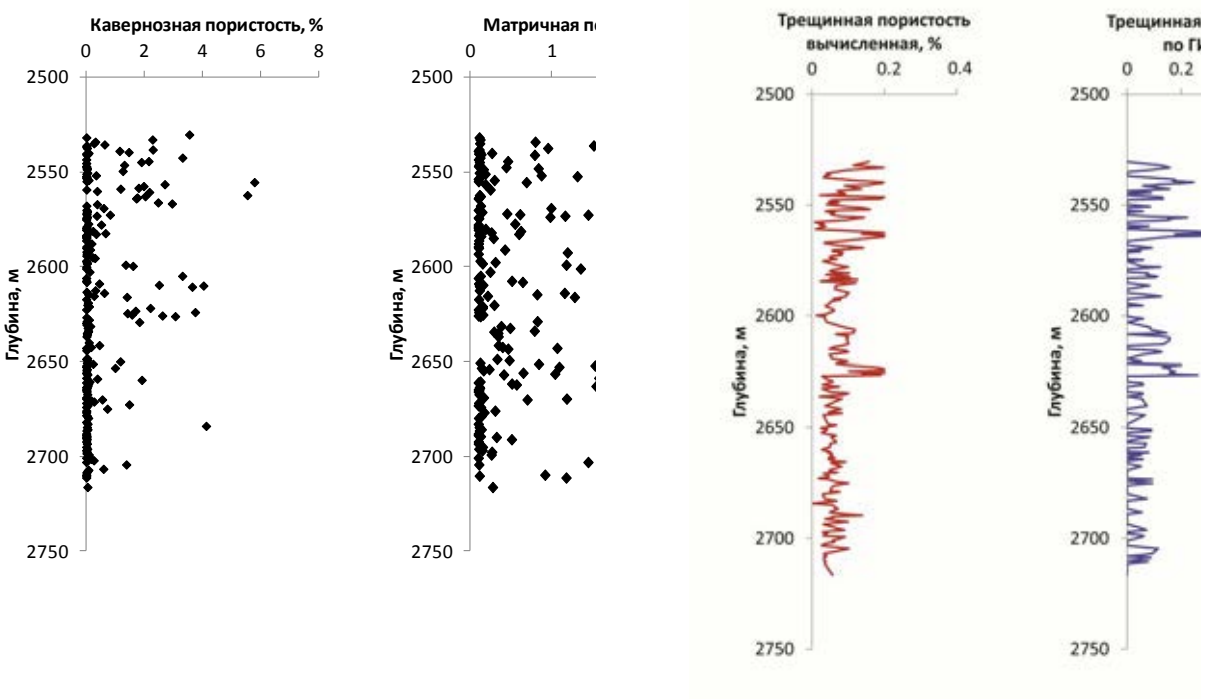


Рисунок 2 - Результаты определения ёмкости пустот разного вида, полученные в результате математического моделирования эффективных упругих свойств карбонатного коллектора ЮТЗ

Литература:

1. *Баюк И.О., Постникова О.В., Рыжков В.И., Иванов И.С.* Математическое моделирование анизотропных эффективных упругих свойств карбонатных коллекторов сложного строения // Технологии сейсморазведки. 2012. №3. С. 42–55.

СТАДИИ ЛИТОГЕНЕЗА И ВОЗМОЖНОСТЬ ДОБЫЧИ УГЛЕВОДОРОДОВ БЕЗ ГИДРОРАЗРЫВА

В.А. Баранов

ИГТМ НАН Украины, Днепропетровск, e-mail: baranov-va@rambler.ru

В данной работе рассмотрены проблемы выделения стадий литогенеза, связь этих стадий с разными полезными ископаемыми и возможность прогнозирования последних на основе существующих закономерностей. Рассмотрена также возможность добычи углеводородов без гидроразрыва, с учетом использования результатов литостатических и тектонических процессов в породах земной коры

Каждая стадия литогенеза характеризуется специфическими свойствами и присущими ей полезными ископаемыми, поэтому актуальность определения природных закономерностей их формирования, степени минералогического преобразования, изменения свойств и состояния пород на каждом этапе, является важной как в научном, так и в прикладном аспекте. Несмотря на значительное продвижение и успехи геологии в XX веке вообще и литологии, в частности, выделение стадий и подстадий в литологии нельзя считать делом завершенным. Достаточно сказать, что согласно Геологическому словарю (1978 г.), бурые угли залегают в отложениях диагенеза, поскольку они, как и вмещающие породы, не литифицированы, а в Справочнике по литологии (1983 г.), бурые угли и вмещающие породы отнесены к протокатагенезу (раннему катагенезу). Не решена проблема с метагенезом, который часть геологов, вслед за Н.Б. Вассоевичем и другими авторами, считает собственно метаморфизмом, а другая часть специалистов помещает между катагенезом (в их интерпретации) и метаморфизмом. Проблемной остается стадия гипергенеза – считать ли ее частью литогенеза, как это делали некоторые специалисты или нет? Один из моих учителей профессор А.Д. Додатко (2004 г.) не считал элювий и коры выветривания осадочными породами, а термин «подводное выветривание» вызывал у него острое неприятие.

Проблема не в правоте одних и неправоте других, в науке много неоднозначностей, да и сама наука зиждется на договорных началах. Периодически специалисты накапливают достаточно веских оснований для корректировки некоторых понятий и терминов, характеризующих свойства и условия формирования тех или иных закономерностей. Тогда на международных конгрессах ученые договариваются об исправлениях, изменениях. Так, в

1968 г. договорились считать пар газом, хотя ранее многие относили его к жидкостям. Процессы катаморфизма и анаморфизма устарели и забыты, а ведь еще в 30-е годы прошлого столетия они серьезно изучались. Процесс совершенствования науки, как и процесс трансформации пород и минералов, под действием меняющихся условий и с течением времени, по моему мнению, ассоциируется с усложнением и отвечает такому термину как структурирование. А структурирование предполагает изменение условий, без чего, к примеру, торф и через миллиард лет антрацитом не станет.

Результаты исследований минералов и пород [1-4] позволили сделать ряд следующих выводов. Каждая порода, находящаяся в определенных условиях, имеет индивидуальные и присущие только ей состав и свойства. Смена комплекса условий нахождения этой породы ведет к изменению ее состава, свойства и структура. Процесс происходит в эволюционно-революционном режиме. Только при достижении породой определенных термодинамических (и не только) условий, ее свойства меняются, причем, достаточно быстро во времени, что приводит к появлению своеобразных ступеней или скачков свойств.

Индикатором изменения свойств породы является ее структура. Обломочные зерна кварца карбоновых песчаников Донецкого угольного бассейна претерпевают изменения на всех подстадиях катагенеза. Анализ 10 тыс. проб пород этого бассейна дал возможность сделать такой вывод. Меняется именно микроструктура кварцевых зерен [2-4]. Результаты исследований позволили разработать способы определения типов микродеформаций в обломочных зернах (Патент Украины №51207), определения степени сортировки горных пород (Патент Украины №41112), определения степени катагенеза (Патент Украины №31482) и ряд других способов.

Каждая стадия и подстадия литогенеза имеет только ей присущие свойства и их можно прогнозировать. Установлено, что только углевмещающим песчаникам подстадии среднего катагенеза (примерно угли марок Г,Ж,К,ОС), характерна выбросоопасность; породам подстадии позднего катагенеза (примерно угли марок ОС,Т,А), присущи техногенные землетрясения; подстадии раннего катагенеза (примерно угли марок Д,Г), характерен процесс выдавливания пород (ранее именовался пучением). Сейчас по физико-механическим и коллекторским параметрам достаточно точно можно определить подстадию катагенеза, к которой относится порода, не прибегая к органическому веществу. Разработанный способ определения степени катагенеза базируется на сопоставлении таких параметров как пористость и микронарушенность. Последний параметр разработан для прогнозирования выбросоопасности, но в сочетании с коллекторскими свойствами позволяет без органики определять подстадии катагенеза. В целом стадии и подстадии (градации) литогенеза в абсолютных значениях определять сложно, поскольку есть условия когда песок

становится песчаником в поверхностных условиях, а в других условиях стадия диагенеза (рыхлые пески и глины) сохраняются до глубин 2-3 км.

Обозначенные в схематическом виде проблемы не новы и их нужно решать. Печально, когда геологи ищут песок и глину на стадии катагенеза; поздний катагенез именуют метагенезом; углистые аргиллиты и другие биолиты называют по старинке сланцами и ищут в них газ и нефть. М.С. Швецов еще в 1958 г. писал о том, что слоистость, основной текстурный признак осадочных пород, нельзя путать со сланцеватостью – текстурным признаком метаморфических пород. Если ученые не смогут договорится, нам грозит новая Вавилонская башня в науке.

Упомянутая выше стадия гипергенеза важна литологам в первую очередь из-за формирования там месторождений углеводородов. Несмотря на то, что в последнее время очень модной является неорганическая гипотеза образования углеводородов, многие специалисты понимают, что объяснить их нахождение в зонах гипергенеза за счет притока из близлежащих осадочных пород, гораздо проще и логичнее. Правда, это вовсе не означает, что во всех таких зонах будут углеводороды. Специалистам, считающим нефть вьетнамского месторождения «Белый Тигр» мантийной, предлагаю внимательнее приглядеться к Западному Донбассу, где в гранитах под осадочными отложениями карбона есть нефть, правда мало, а много и быть не может. Для того, чтобы иметь ответы на всякие «почему», нужно изучать природные закономерности, а не модели моделировать.

В последние годы нефтяники часто используют гидроразрыв для получения искомого сырья, несмотря на то, что удовольствие это не из дешевых. В результате гидроразрыва формируется техногенная нарушенная зона, или техногенный коллектор, в который перетекают углеводороды, находящиеся под большим давлением. Если учесть, что в природе есть только два типа емкости для жидких углеводородов, это поры и трещины, получается, что нефтяники делают за природу ее работу. Полагаю, что можно существенно сократить дорогой и трудоемкий гидроразрыв, используя природные нарушенные зоны. Ведь указанные зоны, это не красные линии на тектонической карте или схеме, это действительно зоны, имеющие мощность до десятков и даже сотен метров. Методы для их выделения разработаны и запатентованы. Причем, для разных пород, эти методы разные, важно понимать принцип, согласно которому можно прогнозировать такие нарушенные зоны. В Донбассе мне приходилось самому видеть и общаться с другими специалистами, которые видели трещины с зиянием до полуметра и даже до метра, на глубинах более 1 км. Описанные нарушенные зоны имеют разное залегание, они бывают как субвертикальные, так и субгоризонтальные, причем последние циклично повторяются. Находить такие зоны и использовать их в прикладной нефтегазовой геологии – это вполне выполнимая задача.

Литература:

1. Баранов В.А. Закономерности уплотнения осадочных пород // Геотехническая механика, 2013. – №112. – С.83-100.

2. Баранов В.А. Влияние состава и условий формирования горных пород на их свойства // Геотехническая механика, 2013. – №114. – С.207-216.

3. Баранов В.А. Микродеформации кварца карбоновых песчаников Донбасса // Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Геология. Нефтегазовое и горное дело. – 2014. – №12. – С.75-86. DOI: 10.15593/2224-9923/2014.12.9.

4. Баранов В.А. Определение стадий катагенеза и формирование песчаников в диагенезе на примере геологического памятника Каменная Могила // Зб. наук. праць Інституту геологічних наук НАН України, вип.3. – 2010. – С.35-41.

ОПЕРАТИВНЫЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ УГЛЕВОДОРОДОНАСЫЩЕННОСТИ КОЛЛЕКТОРОВ В КАРБОНАТНЫХ И ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТИКЛИЗЫ ПО КЕРНУ

О.В.Викулова, А.Ю.Никифоров, С.В.Гультяев, Т.А.Коровина

ОАО «Сургутнефтегаз» ТО «СургутНИПИнефть», г. Тюмень

Опыт исследования керна поисково-разведочных скважин на территории работ ОАО «Сургутнефтегаз» в Республике Саха (Якутия) показал существенные проблемы оценки насыщенности пород по керну. Причина возникших затруднений в насыщенности пород углеводородами с различной степенью «окисленности»: от пластичных битумов до антраксолитоподобных углеродистых форм. В работе предложено использование дополнительного комплекса оперативных исследований, включающего в себя ИК-микроскопические исследования и параллельный пиролитический анализ кернового материала. Данный подход позволяет идентифицировать тип органического вещества (легкая нефть, тяжелая нефть, битум, кероген), изучить его содержание и характер насыщения (поровое, кавернозно-трещинное), а также определить состав вмещающих пород.

Непско-Ботуобинская антеклиза (НБА) с точки зрения нефтегазоносности представляет собой состояние перераспределения углеводородов (УВ) разрушенных (разрушающихся) залежей в терригенном комплексе венд-нижнекембрийских продуктивных отложениях и их аккумуляции в современных ловушках. В терригенном комплексе НБА в зоне аккумуляции прогнозируется до 33,8 млрд.тонн УВ в пересчете на нефть, что составляет только 30,8 % от первоначальных масштабов эмиграции [1, 2]. Очевидно, что существенную часть потерь составляет остаточная битуминизация коллекторов наиболее тяжелыми компонентами исходных нефтей и продуктами их преобразования.

В зависимости от степени окисленности битумы сохраняют способность частично (а иногда и полностью) экстрагироваться при применении метода толуоловой экстракции

керна. При этом происходит неконтролируемое завышение общей пористости (Кп) и искажение параметров абсолютной газопроницаемости. Выделение интервалов углеводородонасыщения по ГИС с использованием радиоактивных методов также не позволяет отличить продуктивную углеводородонасыщенность от битуминизации без дополнительных петрофизических критериев и введения поправок в алгоритм интерпретации.

В этой ситуации возникла необходимость поиска объективных инструментальных методов, которые позволили бы оперативно определять углеводородонасыщенность на фоне битуминизации и избегать ошибочного выделения интервалов, предназначенных к испытанию в поисково-разведочных скважинах.

В отделе литологии Тюменского отделения СургутНИПИнефть разработан комплекс инструментальных методов позволяющий идентифицировать тип органического вещества (ОВ) (легкая нефть, тяжелая нефть, битум, кероген), изучить его содержание и характер насыщения (поровое, кавернозно-трещинное), а также определить состав вмещающих пород. В основе предложенного комплекса исследований лежит интерпретация данных ИК-микроскопии и параллельный пиролитический анализ кернового материала.

Используемый инфракрасный (ИК) микроскоп высокого разрешения позволяет фокусироваться на каждой точке для работы с отдельными частицами и включениями. Специализированное программное обеспечение позволяет проводить картирование по поверхности, выделение основных компонентов породообразующего комплекса, построение распределения включений по поверхности, определение размера включений и их состава. ИК-микроскоп имеет встроенный флуоресцентный осветитель, позволяющий получать изображение образца в УФ-излучении для определения характера насыщения и распределения органического вещества в образце (рис.1).

Пиролитический анализ пород коллектора на установке Rock-Eval 6 проводится по методике «Reservoir». По результатам анализа определяется содержание условных компонентов. Их соотношение характеризует тип органического вещества (рис.2). Метод отличается высокой точностью количественного определения как подвижных, так и неподвижных компонентов ОВ.

нефтяных углеводородов, преобладание подвижных компонентов по результатам пиролиза. При этом для интервалов с высокой вероятностью притока характерно содержание подвижных углеводородов не ниже 4 мг/г. породы. Исходя из этих соображений, даются рекомендации для проведения пластоиспытаний.

Разработанная методика в настоящее время успешно применяется в оперативном анализе кернового материала и показывает высокую эффективность при интерпретации ГИС и оценке нефтегазонасыщенности и битуминизации в поисково-разведочных скважинах.

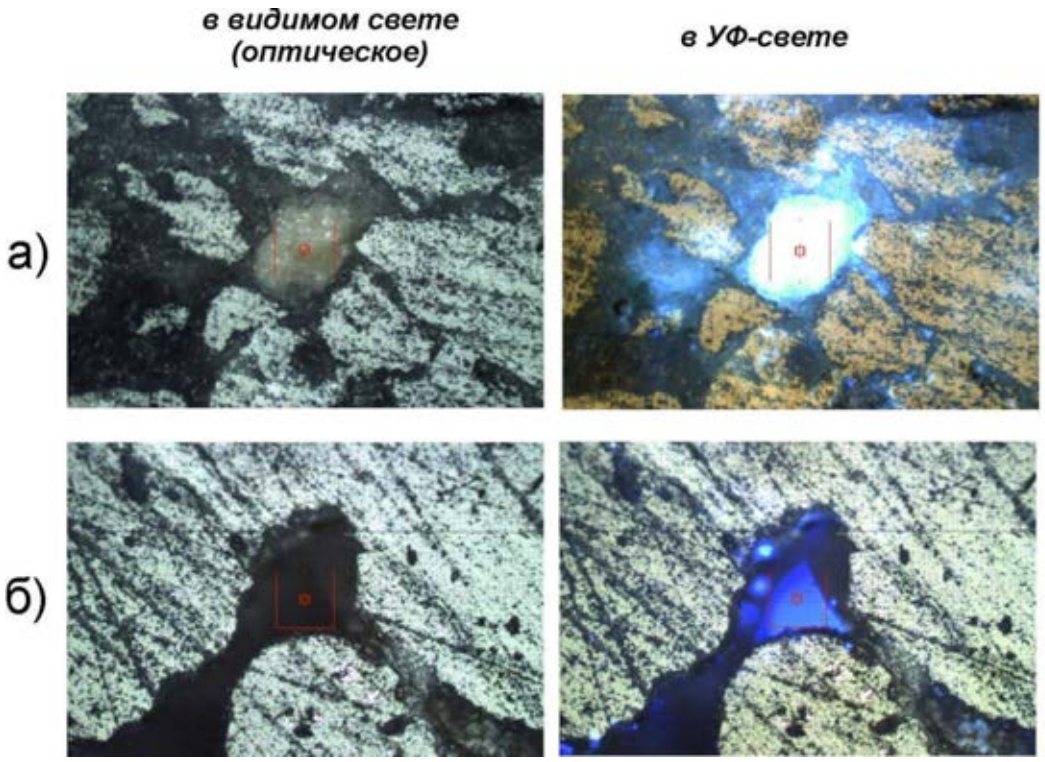


Рисунок 1 - Изображение, получаемое на ИК-микроскопе: а) - нефтенасыщенного образца; б) - образца с битуминизацией

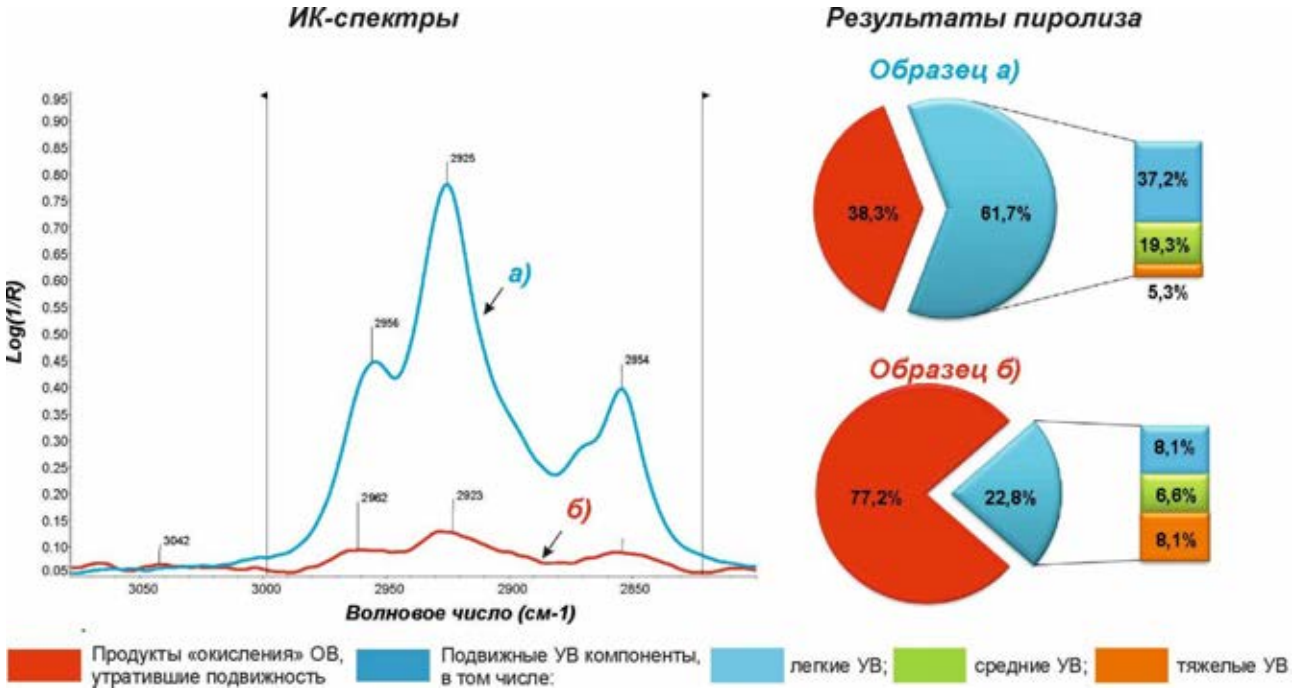


Рисунок 2 - ИК-спектры и диаграмма распределения условных компонентов по результатам пиролитического анализа: а) - нефтенасыщенного образца; б) - образца с битуминизацией

При выявлении перспективных нефтенасыщенных интервалов рассматриваются такие критерии как свечение образца в ультрафиолете, ИК-спектры в диапазоне, характерном для нефтяных углеводородов, преобладание подвижных компонентов по результатам пиролиза. При этом для интервалов с высокой вероятностью притока характерно содержание подвижных углеводородов не ниже 4 мг/г. породы. Исходя из этих соображений, даются рекомендации для проведения пластоиспытаний.

Разработанная методика в настоящее время успешно применяется в оперативном анализе кернового материала и показывает высокую эффективность при интерпретации ГИС и оценке нефтегазонасыщенности и битуминизации в поисково-разведочных скважинах.

Литература:

1. *Баженова Т.К.* «Эволюция нефтегазообразования и нефтегазонакопления в домезозойском мегабассейне Сибирской платформы». Докторская диссертация, 1992.

2. *Баженова Т.К.* Моделирование процессов генерации, миграции и аккумуляции УВ в венде Сибирской платформы. Из отчета ВНИГРИ, отв. исп. С.Г. Неручев., 1999.

ИЗУЧЕНИЕ ЛИТОГЕНЕЗА ГОРНЫХ ПОРОД ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

А.В.Городнов, А.В.Коломыцев, В.Н.Черноглазов

РГУ нефти и газа имени И.М.Губкина, Москва, e-mail: gorodnov.a@gubkin.ru

В работе предложены способы определения содержания наиболее крупной и наиболее мелкой фракций осадочных горных пород по данным геофизических исследований скважин (ГИС). Комбинации кривых содержания глинистости и гравелита в горных породах позволяют выполнять седиментационный анализ разреза, а определение засолонения пород по данным ГИС позволяет судить об интенсивности протекания вторичных процессов.

Объектом исследования являются перспективные на нефть и газ подсолевые горизонты Непского свода, расположенного в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы Восточной Сибири, которые характеризуются крайне сложным строением пустотного пространства, сформировавшегося под влиянием множества факторов. При этом вторичные процессы, происходившие стадийно, по масштабу своего воздействия на фильтрационные и емкостные свойства коллекторов сравнимы, а в некоторых случаях даже преобладают над первичными.

Наиболее мощные преобразования в породах связаны с регенерацией зерен. Помимо типичной для большинства терригенных отложений, залегающих на значительных глубинах, регенерации кварца, в рассматриваемом разрезе интенсивно развивалась и регенерация

калиевого полевого шпата. На следующем этапе преобразований интенсивно развивалась карбонатизация пород, а также параллельно происходило выщелачивание внутри разрушенных зерен кварца. Следующим процессом вторичных преобразований была ангидритизация. На завершающей стадии катагенетических преобразований в оставшемся пустотном пространстве отмечается рост крупных кристаллов галита.

На территории Непско-Ботуобинской антеклизы наблюдаются многочисленные следы проникновения в осадочный чехол трапповых интрузий, которые приводили к сильному и неравномерному разогреву пород всего осадочного чехла в пермо-триассовый период. В результате, в разрезе формировались отрицательные градиенты температур и давлений, инициировавшие нисходящую фильтрацию перегретых пластовых вод из залегающих под траппами межсолевых отложений, насыщенных хлоридом натрия, в нижезалегающие подсолевые отложения, насыщенные реликтовой пластовой воды хлоркальциевого типа. В итоге, хлорид натрия, как менее растворимый компонент бинарного раствора, выпадал в кристаллический осадок в поровом пространстве, запечатывая поры.

Исходя из предложенной гипотезы влияния геофлюидодинамических процессов на формирование заполнения порового пространства пород в подсолевых отложениях следует, что кристаллическая соль NaCl может присутствовать только в порах породы, но никак не может участвовать в формировании скелета породы.

Сложный компонентный состав пород и мощные вторичные преобразования оказали сильное влияние на характер смачиваемости поверхности порового пространства. По данным керна и ГИС отмечается большая изменчивость по степени смачиваемости пород, поэтому для обоснования петрофизической модели коллектора с учетом засолонения были рассмотрены три типа пород: гидрофильные, гидрофобные и смешанного типа.

Для гидрофобных коллекторов предполагается, что кристаллы соли формируются на поверхности поровых каналов и могут полностью запечатывать поровое пространство, поэтому коэффициент засолонения таких пород в пределе может изменяться от 0 до 1.

Для гидрофильных коллекторов предельная величина коэффициента засолонения ограничивается остаточной водонасыщенностью пород (1-Кво) исходя из предположения, что активная, несущая электрический заряд поверхность гидрофильного коллектора всегда будет занята связанной водой, препятствующей формированию зародышей кристаллов галита на поверхности пор. В этом случае в поровом пространстве формируются кристаллы или комочки соли, плавающие в поровом флюиде.

Авторами разработана методика определения коэффициента засолонения пород по данным ГИС с учетом смачиваемости порового пространства.

Важнейшей литогенетической особенностью терригенной части разреза подсолевых отложений НБА является существенная слоистая глинистость пород, преобладающая над рассеянной глинистостью песчаных и гравелитовых коллекторов. Задача определения глинистости пород по данным ГИС резко усложняется в связи с тем, что в комплексе ГИС отсутствует метод ПС из-за бурения на рассолах, а традиционный метод оценки глинистости - гамма каротаж оказался неработоспособным из-за высокой радиоактивности скелета пород, в котором присутствуют как калиевые полевые шпаты, так и акцессорные минералы с ураганной радиоактивностью. Поэтому авторами был разработан альтернативный способ оценки глинистости пород по данным акустического и нейтронного методов, заключающийся в исключении влияния литологии, пористости и характера насыщенности на показания этих методов.

Для проверки нового способа в скважинах с полным отбором керна и расширенным комплексом ГИС были построены эталонные кривые глинистости по уникальной технологии, позволяющей интегрировать разномасштабные данные о слоистой и объемной глинистости по прямоугольным пластинам полноразмерного керна, анализам шлифов, данным гранулометрического и рентгено-структурного анализов керна, а также по материалам высокоразрешающего электрического метода FMI компании Шлюмберже. Сопоставление эталонных кривых глинистости с кривыми, полученными по комплексу акустического и нейтронного методов, показало высокую достоверность нового способа определения глинистости пород по данным ГИС.

Условия формирования терригенной части разреза НБА позволили также разработать способ определения содержания наиболее крупной фракции пород, которую мы назвали кривой гравелита. Способ заключается в выделении из общей естественной радиоактивности пород, регистрируемой гамма методом, доли, отвечающей за наличие примесей акцессорных минералов монацита, содержание которых коррелирует с количеством крупнозернистой гравелитовой и конгломератовой фракций в породе.

Таким образом, для условий терригенного разреза подсолевых отложений НБА разработаны способы определения содержания самой тонкой и самой крупной фракций горных пород по данным ГИС. Комбинирование этих кривых позволяет выделять литологические типы и породные ассоциации, необходимые для проведения седиментационного анализа разреза, а определение засолонения пород по данным ГИС позволяет судить об интенсивности протекания вторичных процессов на изучаемой территории.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВОДО-ГАЗОВОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

И.А. Китаева

РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, Москва,e-mail: irina_kitaeva@bk.ru

В работе представлены результаты исследования структуры пустотного пространства карбонатных пород-коллекторов нижнего пласта усть-кутского горизонта. Структура пустотного пространства изучалась по результатам имидж-анализа в прокрашенных шлифах и рентгеновской томографии. Минерализация пустот была исследована с помощью поляризационного и электронного микроскопов. По результатам исследований был проведен сравнительный анализ параметров пустотного пространства и его минерального выполнения до и после водогазового воздействия.

Венд-нижнекембриские галогенно-карбонатные отложения являются в настоящее время одними из наиболее перспективных объектов для поиска нефти и газа на юге Сибирской платформы. Их нефтегазоносность доказана открытием таких месторождений как Даниловское, Верхнечонское, Среднеботуобинское, Талаканское. В этой связи изучение структурно-вещественных характеристик, а так же коллекторских свойств карбонатных отложений является весьма актуальным.

В данной работе исследованы в основном карбонатные отложения в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы. Основным объектом изучения является усть-кутский горизонт, как наиболее охарактеризованные керновым материалом. Породы-коллекторы исследованного горизонта характеризуются высокой степенью неоднородности фильтрационно-емкостных свойств, что обусловлено сложной структурой пустотного пространства и многообразием вторичных изменений, а так же широким спектром аутигенного минералообразования в поровых каналах.

Изучение структуры пустотного пространства пород-коллекторов, исследование их вещественного состава и аутигенного минералообразованияв пустотном пространстве пород-коллекторов осинского и усть-куского горизонтов проводилось с помощью РЭМ, а так же с применением оптической микроскопии и дифрактометрии до и после водогазового воздействия.

Были изучены микроструктура, структура пустотного пространства и процессы аутигенного минералообразования в доломитах разнокристаллических с реликтовой органогенно-водорослевой структурой, доломитах микрокристаллических и доломитах интракластовых.

Проведенные исследования позволили определить элементный и минералогический состав матрицы пород. В частности было выявлено, что состав матрицы имеет преимущественно доломитовый состав, но в околопустотном пространстве в ней повышается содержание железа вплоть до образования кристаллов анкерита. Одним из важных результатов является выявление объемов и закономерностей распределения в породе кристаллов галита. Помимо галитовой минерализации важную роль играет заполнение пустотного пространства кристаллами ангидрита.

По результатам растровой электронной микроскопии отчетливо проявляется различный характер минерализации генетических типов пустотного пространства. Так, в усть-кутском горизонте засолонение характерно для остаточных внутрикаркасных пустот и пустот выщелачивания. Участки развития межкристаллических тонких пор, являющихся результатом процессов доломитизации по механизму замещения, как правило, лишены вторичной минерализации.

При исследовании пород коллекторов нижнего пласта усть-кутского горизонта до водогазовго воздействия было выявлено, что наиболее распространенными являются остаточные внутрикаркасные пустоты и пустоты выщелачивания. Пустоты выщелачивания – до 20 μм. Остаточные внутрикаркасные пустоты имеют размер до 2000 μм. Довольно значительную роль в породе играют внутрикристаллические поры, приуроченные к кристаллам доломита.

Вторичное минералообразование представлено минералами кальцита, доломита, ангидрита, галита, пирита. Аутигенные минералы выполняют стенки пустот, в различной степени заполняя пустотное пространство. Наиболее интенсивное развитие кристаллов галита приурочено к крупным остаточным внутрикаркасным пустотам. Кристаллы галита, как правило, имеют четкие кристаллографические очертания. В отдельных случаях кристаллы галита полностью залечивают пустоты. Мелкие пустоты размером менее 10 μм приурочены к межкристаллическому пространству пустот доломитизации или же к остаточным межкристаллическим внутрикаркасным пустотам. Стенки микропустот, как правило, не минерализованы.

Различные по генетическому типу и размерам пустоты сообщаются между собой через систему поровых каналов размером 1 мм – 10 мм.

Исследования пород на люминесцентном микроскопе показало, что наблюдается следующая стадийность проявления вторичных процессов в околопустотном и пустотном пространстве: ожелезнение матрицы породы, кальцитизация пустотного пространства, доломитизация, сульфатизация, засолонение. Значительная часть пустотного пространства заполнена твердыми битумами, видимо, находящимися в неподвижном состоянии. Они

сохранились в породах, несмотря на то, что породы подвергались очистке от УВ с помощью ортоксилола. Видимо, эти твердые битумы являются результатом преобразования древних углеводородных флюидов, насыщавших породы до эпохи пермо-триасового магматизма.

После проведения серии экспериментов по водогазовому воздействию углекислотой и метаном были проведены повторные исследования структуры пустотного пространства, минералогии и минерального выполнения пустот пород-коллекторов нижнего пласта усть-кутского горизонта.

После воздействия углекислотой наблюдается увеличение пористости, повышение показания связанности пор, изменение ориентации пустот. В структуре пустотного пространства значительную роль после воздействия начинают играть межкристаллические пустоты, роль которых до воздействия была ничтожна. По результатам имидж-анализа и микротомографии доля межкристаллических мелких пустот размером 0,05-0,1 мм после воздействия составляет до 30-40%.

После воздействия метаном наблюдается увеличение пористости, повышение показания связанности пор, изменение ориентации пустот. Увеличивается количество крупных (0,5-1 и более 1 мм) пустот, кроме того в структуре пустотного пространства значительную роль после воздействия метаном начинают играть межкристаллические пустоты. Визуально порода становится более «чистой», за счет уменьшения количества ОВ в порах. По результатам имидж-анализа и микротомографии доля межкристаллических мелких пустот размером 0,05 – 0,1 мм после воздействия составляет 30-40% и крупных пустот, размером 0,25 – 0,5 мм, составляет 12%.

На снимках, сделанных в РЭМ, видно, что кристаллы доломита на стенках пустот после воздействия интенсивно выщелачиваются, вплоть до полного растворения.

Таким образом, все виды водогазового воздействия оказали существенное влияние на структуру пустотного пространства пород-коллекторов и минерализацию пор.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК, ВЛИЯЮЩИХ НА КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ РОССИИ

М.Ю.Лисицына, Н.А.Осинцева

Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, ariesspears@mail.ru

Фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов зависят от различных литологических параметров. Проведено сравнение литологических характеристик пяти месторождений из четырех нефтегазоносных провинций и оценено влияние структурно-минералогических параметров на качество пород-коллекторов.

Коллекторские свойства терригенных пород различных нефтегазоносных областей могут быть похожи, а могут кардинально отличаться. Среди параметров, влияющих на пористость и проницаемость терригенных пород-коллекторов можно отметить такие, как: сортировка, минеральный состав обломочной части и цемента, вторичные изменения пород, размер зерен и т.д.

Данная работа посвящена сравнению литологических параметров терригенных пород-коллекторов Западно-Сибирской (месторождения Урьевское и Красноленинское), Тимано-Печорской (месторождение Харьягинское), Волго-Уральской (месторождение Уньвинское) и Прикаспийской нефтегазоносных провинций (месторождение им. Филановского).

Породы-коллекторы Урьевского и Красноленинского месторождений имеют схожие литологические характеристики и представляют собой хорошо отсортированные песчаники полиминерального состава, в которых помимо обломков кварца встречаются в большом количестве полевые шпаты (плагиоклазы, реже – калиевые полевые шпаты). Вследствие малой устойчивости полевые шпаты были подвержены процессу активного растворения, что привело к увеличению первичного пустотного пространства и образованию внутризерновой и вместозерновой пористости. Стоит обратить внимание на то, что степень растворения ПШ влияет на ФЕС: частично выщелоченные по трещинам спайности зерна образуют неэффективные поры, практически полностью выщелоченные – способны увеличить объем эффективной пористости. Часть пустотного пространства представлена микропористостью по глинистому каолинитовому цементу, при этом стоит отметить, что каолинитовый цемент может мешать движению флюидов в пласте, незначительно уменьшая общую пористость, но существенно ухудшая проницаемость пород, заполняя поровое пространство. Так же объем пустотного пространства сокращается за счет лейкоксенизации и пиритизации – продукты разложения титанистых минералов заполняют межзерновое пространство.

Вместе с тем, наблюдаются также и отличия между коллекторами Урьевского и Краснoленинского месторождений. Породы-коллекторы последнего сложены в основном мелкозернистыми песчаниками или же алевролитами. Малый медианный диаметр зерен является причиной более низкой проницаемости, нежели в крупно и среднезернистых песчаниках Урьевского месторождения.

По минеральному составу весьма похожи породы-коллекторы Харьягинского и Уньвинского месторождений и представлены песчаниками мономинерального кварцевого состава. Среди вторичных изменений, существенно повлиявших на ФЕС пород, следует отметить уплотнение, которое привело к частичному сокращению пустотного пространства. Глубина залегания изучаемых пород-коллекторов (3-4 тыс. м) также подтверждает возможность существования уплотнения.

Что касается месторождения имени Филаносвкого – пустотное пространство в полиминеральных песчаниках и алевролитах распределено неравномерно, что может быть связано с процессом биотурбации осадка, который оказывает весьма негативное влияние на коллекторские свойства терригенных отложений. Различный размер зерен и участками средняя сортировка, скорее всего, также тповлияют негативно на ФЕС.

В целом, среди рассмотренных пород схожими литологическими характеристиками обладают породы-коллекторы Харьягинского и Уньвинского месторождений. Также похожи по литологическим характеристикам породы-коллекторы Урьевского и Краснoленинского месторождений, но вместе с тем, наблюдаются их небольшие отличия. Как показали исследования, характер ФЕС во многом зависит от структурных характеристик породы, заложенной еще при осадконакоплении, таких как зернистость пород, отсортированность, зрелость, а так же характером постседиментационных процессов – уплотнения, цементации, растворения. Положительно сказываются на первичных коллекторских свойствах – хорошая сортировка, крупный медианный размер зерен, мономинеральный кварцевый состав. Улучшение коллекторских характеристик связано с действиями выщелачивания, ухудшение происходит вследствие уплотнения и вторичного минералообразования.

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА И РОЛЬ ТРЕЩИНОВАТОСТИ В ПОРОДАХ ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО ВОЗРАСТА ЦЕНТРАЛЬНО-ХОРЕЙВЕРСКОГО ПОДНЯТИЯ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

А.Д.Мусихин

РГУНГ, Москва, e-mail: geology@bk.ru

В работе дана характеристика коллекторских свойств пород-коллекторов. Установлены генетические типы трещиноватости, дан прогноз зон развития собственно тектонической трещиноватости, оценены фильтрационно-емкостные и анизотропные свойства различных структурно-генетических типов коллекторов.

В связи с ухудшением ресурсной базы и увеличением доли трудноизвлекаемых запасов на протяжении последних двух десятков лет, все острее становится проблема освоения месторождений со сложным строением пустотного пространства пород-коллекторов, к которым относятся продуктивные отложения фаменского возраста юго-восточной части Центрально-Хорейверского уступа Тимано-Печорской НГП.

Нефтеносные отложения рассматриваемого месторождения по материалам ГИС выделяются как монотонный слаборасчлененный карбонатный массив с низкими значениями естественной радиоактивности и чередованием плотных и пористых разностей пород. Такое представление было заложено при построении геологической и гидродинамической моделей месторождения, что привело к неэффективному освоению запасов углеводородов.

В свою очередь изучаемые породы-коллекторы можно отнести к сложно-построенным. Помимо того, что коллектор представлен тремя типами, которые неоднократно сменяют друг друга по разрезу, два из них являются «сложными». [1, 2] В связи, с чем необходимы подробное и наиболее полное изучение структуры пустотного пространства, оценка фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов и установление их условий формирования для построения адекватных моделей месторождения и прогноза распространения пород-коллекторов.

Литологические исследования фаменских отложений Центрально-Хорейверского уступа показали, что породы сложены 15-ю литологическими типами, среди которых основной объем отложений (порядка 80%) представлен плотными и пористыми разностями пород 4 литотипов: известняки сферово-водорослевые, известняки строматопорово-полифитные, известняки полифитные и известняки строматолитовые. Породы-коллекторы в толще приурочены к определенным литологическим типам известняков, а значит, к определенным позициям в разрезе и контролируется латеральной и вертикальной литологической неоднородностью. Основную роль в распределении типов пород-

коллекторов по разрезу сыграли процессы осадконакопления. Вторичные процессы представлены доломитизацией, кальцитизацией, развитием трещиноватости и выщелачиванием.

Породы-коллекторы сложены тремя типами, которые, в свою очередь, различаются набором генетических типов пустотного пространства. Таким образом, были выделены порово-каверновый, трещинно-каверновый и порово-трещинно-каверновый типы коллекторов.

Порово-каверновый тип коллектора наблюдается в двух литотипах известняках строматопорово-полифитных и известняках полифитных. Трещинно-каверновый тип развит в известняках сферово-водорослевых, а трещинно-порово-каверновый в известняках строматолитовых.

Была проведена оценка распределения типов коллекторов по разрезу и их количественному соотношению в общем объеме коллектора. Самым распространенным в рассматриваемых отложениях является трещинно-каверновый тип, занимающий в среднем 70,5% от всего объема коллектора. Наименее развит порово-трещинно-каверновый тип, при значении в 6,6%, и не представленный в разрезах скважин №53 и 7081. Порово-каверновый тип коллектора занимает промежуточное значение в 23% и отсутствует в разрезе скважины №53. Таким образом, наиболее распространенным типом коллектора по разрезу скважин является трещинно-каверновый тип.

Для прогноза пространственного распространения различных типов пород-коллекторов необходимо установить генезис пустотного пространства формирующих эти типы. В работе для характеристики трещин использовалась классификация Т.В.Дорофеевой, 1986 г. [3] В своей классификации, основанной на генетических признаках, она выделяет нетектонические (диагенетические – первичные и эпигенетические – вторичные) и тектонические (литотектонические и собственно тектонические) трещины.

В нефтеносных отложениях изучаемого месторождения широко развит процесс трещинообразования. Были выделены два типа трещин, первый тип связан с развитием строматолитовых известняков, где трещины развиваются вдоль наслоения строматолитов. Этот тип трещин можно отнести скорее к литотектоническому, так как он контролируется развитием строматолитовых известняков. Второй тип трещин развит в более плотных известняках сферово-водорослевых, преимущественно обладающих фенестровым пустотным пространством. Унаследовательность в данном типе трещин не отмечена, их развитие вероятно связано с динамическим влиянием разломов. Часто эти трещины соединяют фенестровые полости, что увеличивает ФЕС этих пород. По классификации Дорофеевой Т.В. этот тип трещин можно отнести к собственно тектоническому типу.

Первый тип трещиноватости связан с распространением строматолитовых известняков, а именно с их структурно-генетическими особенностями, таким как горизонтальное наслоение. Их название отражает их структурно-текстурную характеристику, представлены данные образования ископаемыми остатками продуктов жизнедеятельности сине-зеленых водорослей, которые осаждали и накапливали карбонатный материал биохимическим путем.

Второй тип – собственно тектоническая трещиноватость, которая была образована в результате динамического влияния разломов в осадочном чехле и развита в более плотных породах - известняках сферово-водорослевых, нередко обладающих фенестровыми пустотами, которые в свою очередь соединены трещинами различной ориентировки. Таким образом, в рассматриваемых отложениях, вероятно, наблюдаются два типа трещиноватости, к прогнозу которых необходим различный подход.

Для прогноза зон развития собственно тектонической трещиноватости, на основе карты фильтрованной когерентности продуктивных отложений, был проведен линеаментный анализ, результатом которого стала карта распределения предполагаемых тектонических нарушений. Были закартированы 1 меридионально-широтная и 3 диагональных взаимно-ортогональные системы линеаментов. С помощью программного обеспечения Lessa была проанализирована плотность распространения штрихов (линеаментов) для выявления вероятных зон повышенной трещиноватости. С наибольшей интенсивностью линеаменты распространены в юго-восточной и западной частях месторождения в районе скважин №№5021, 1021, 2021, 3, 2011, 32, 60211, 9031, 5031, 1031.

Дополнительно исследования трещиноватости по разрезу проводились методом FMI в 9 скважинах. Проанализировав полученную информацию и сопоставив с картой плотности распространения линеаментов, выяснилось, что разрезы скважин №1011, 2011, 6011, 1021, 1041, обладающие высокими значениями трещиноватости (0,29-0,52) по FMI, попадают в зоны плотности распространения линеаментов №4-7. Скважины №9021, 2031, 8031 и 4041, обладающие коэффициентом трещиноватости по FMI от 0,11 до 0,19 попадают в зоны с 1 по 3. Таким образом, построенная карта плотности распределения линеаментов в целом отражает распространение зон интенсивности трещиноватости, что было подтверждено исследованиями методом FMI.

Построение точечных диаграмм сопоставления пористости и проницаемости проводилось по данным 6 скважин и позволило оценить фильтрационно-емкостные свойства выделенных типов коллекторов. Порово-каверновый тип коллектора обладает наиболее высокими значениями емкостного пространства пород среди выделенных типов, его среднее значение пористости равно 13,6%, при проницаемости – 110 мД. Такие показатели

фильтрационно-емкостных свойств порово-каверновогo типа коллектора (представлен известняками полифитными и строматопорово-полифитными) предопределены наличием первичного пустотного пространства и, практически повсеместно развитого, процесса растворения.

Необходимо отметить, что средние значение проницаемости в порово-каверновом типе ниже, чем в порово-трещинно-каверновом типе (сложен строматолитовыми известняками), где среднее значение равно 125 мД, при меньшем показателе средней пористости – 7,8%. Это обусловлено наличием субгоризонтальных трещин в породах, где измерение проницаемости, с помощью стандартных петрофизических цилиндров, происходило субпараллельно им. Худшими ФЕС обладает трещинно-каверновый тип коллектора, среднее значение пористости – 4,3%, проницаемости – 9 мД. Данный тип коллектора представлен известняками сферово-водорослевыми, обладающими первичным фенестровым пустотным пространством, соединёнными между собой трещинами.

Выводы

1. Проведена дифференциация коллекторов по типам. Выделены порово-каверновый, трещинно-каверновый и порово-трещинно-каверновый типы. Оценено распространение каждого типа коллектора по разрезу. Коллектор в основном представлен трещинно-каверновым типом, менее развит порово-трещинно-каверновый тип, порово-каверновый занимает промежуточное значение.

2. Выявлено два генетических типа трещин. Первый тип – литотектонический, связанный с распространением строматолитовых известняков. Второй тип – собственно тектонический, контролируемый тектонической активностью. Выполнен прогноз развития зон повышенной трещиноватости.

3. Оценены ФЕС различных типов коллекторов. Лучшими емкостными способностями обладает порово-каверновый тип коллектора (ср. значение пористости 13,6%), а фильтрационными свойствами порово-трещинно-каверновый тип (ср. значение проницаемости 125 мД).

Литература

1. Мусихин А.Д. Условия формирования пород-коллекторов фаменских отложений центральной части восточного борта Хорейверской нефтегазоносной области Тимано-Печорской провинции [Электронный ресурс]. / А. Д. Мусихин, Н. А. Осинцева, О. В. Сивальнева, И. А. Китаева // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2012. - Т.7. - №2. – 26 с. – Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/4/27_2012.pdf

2. Смехов Е.М. Вторичная пористость горных пород – коллекторов нефти и газа / Е. М. Смехов, Т. В. Дорофеева – М.: Недра. 1987. – 96 с.

3. Дорофеева Т.В. Тектоническая трещиноватость горных пород и условия формирования трещинных коллекторов нефти и газа / Дорофеева Т.В. – Л.: Недра, 1986. 224 с.

СОВРЕМЕННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ МЕТОДА ОПТИЧЕСКОГО СКАНИРОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ РАЗНОМАСШТАБНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ПОРОД РАЗРЕЗА ПО ВАРИАЦИЯМ ИХ ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ

Е.Ю.Попов

Сколковский институт науки и технологий, Москва, e-mail: E.Popov@skoltech.ru

Описаны современные возможности метода и приборов оптического сканирования, обеспечивающих неразрушающие бесконтактные массовые измерения комплекса тепловых свойств на полноразмерном и стандартном керне с профилированием свойств вдоль каждого изучаемого образца. Охарактеризованы области применения метода при изучении нефтегазовых месторождений. Особенностью применения метода является обеспечение регистрации неоднородности пород в масштабе от 0,2 мм.

Метод оптического сканирования основан на нагреве образцов пород движущимся оптическим источником тепла (лазер, специальные лампы) с регистрацией профилей температуры образцов инфракрасными датчиками температуры [3]. Метод обеспечил целый ряд новых возможностей в петрофизике: неразрушающие бесконтактные прецизионные измерения одновременно комплекса тепловых свойств, массовые измерения на полноразмерном и стандартном керне, профилирование тепловых свойств и регистрацию неоднородности для каждого образца пород, определение главных значений тензора теплопроводности и коэффициента тепловой анизотропии.

Внедрение метода сделало возможным массовые измерения тепловых свойств на керне скважин. Так, при исследованиях керна сверхглубоких и глубоких научных скважин было изучено более 30 000 образцов керна, были получены новые данные о тепловых свойствах и тепловом режиме блоков земной коры на участках бурения [3]. В ходе этих работ было проведено международное метрологическое тестирование метода оптического сканирования с применением сертифицированных образцовых мер тепловых свойств и коллекций керна с участием метрологических служб и петрофизических и геотермических лабораторий разных стран (РФ, США, ФРГ, Канада, Финляндия, Япония и др.).

К настоящему времени аппаратура оптического сканирования претерпела существенные усовершенствования с целью адаптации ее к задачам исследований месторождений углеводородов [2]. В результате созданы различные модификации приборов и методики их применения применительно к разным задачам исследований. Один из вариантов приборов (полевой вариант) предназначен для высокопроизводительных измерений комплекса тепловых свойств на полноразмерном керне или его полноразмерных дубликатах («горбушках»). Прибор легко транспортируется к местам хранения или извлечения керна. Методика измерений либо не требуют никакой специальной обработки

образцов керна, либо для повышения точности измерений на поверхность образцов наносится полоса тонкой клейкой ленты шириной 20-30 мм, которая не вносит изменений в состояние керна и удаляется после измерений. Разработаны приборы для измерений на стандартном керне (цилиндры 30х30 мм) с профилированием тепловых свойств на плоских или цилиндрических поверхностях керна. Быстрота измерений, их прецизионный уровень и отсутствие контакта с образцами позволяют контролировать состояние керна в процессе комплекса петрофизических исследований и регистрировать возможные изменения свойств стандартного керна при экстрагировании, высушивании, насыщении и др. Создана модификация аппаратуры для измерений тепловых свойств с повышенной детальностью регистрации неоднородности пород (с пространственной разрешающей способностью при профилировании теплопроводности от 0,2 мм) и с возможностью измерений на крупных частицах шлама и обломках керна при характерном линейном размере образов ≥10 мм. Глубинность исследований (толщина изучаемого слоя образца) для всех вариантов приборов оптического сканирования зависит от тепловых свойств пород, выбираемых параметров режима измерений и в зависимости от решаемых геолого-геофизических задач может варьироваться путем выбора скорости сканирования и расстояния между участками нагрева и регистрации температуры на поверхности образцов. Для полевого варианта прибора глубинность составляет 1,2 – 2,5 см. При изучении стандартного керна параметры режима измерений обычно задают так, чтобы обеспечить глубинность в диапазоне 0,8 - 1,5 см.

В период 1998-2015 гг. расширилось применение технологии оптического сканирования для решения задач нефтегазовой науки и индустрии. Было установлено, что многие прежние данные о тепловых свойствах осадочных пород, полученные при помощи традиционных средств измерений, требуют существенного уточнения. Показано, что необходимы учет тепловой анизотропии и неоднородности пород, расширение информации о тепловых свойствах с учетом насыщения разными флюидами, вариаций пористости и минерального состава, осуществлявшиеся ранее далеко не в необходимой мере в связи с отсутствием экспериментальных возможностей. На основе новой технологии стало возможным получение 2D распределений тепловых свойств изучаемых образцов пород для регистрации вариаций в пределах образцов пористости, содержания органического вещества, минерального состава, анизотропии.

Технология оптического сканирования сделала возможной детальную регистрацию пространственных вариаций тепловых свойств пород месторождений высоковязких нефтей, разрабатываемых с разогревом пласта. Результаты измерений используются как исходные данные при гидродинамическом моделировании, осуществляемом с целью выбора и

оптимизации технологии добычи, и при интерпретации результатов температурного мониторинга в процессе добычи [3].

Важной областью применения новой технологии измерений стало моделирование осадочных бассейнов и нефтегазоносных систем, требующее как данных о комплексе тепловых свойств пород, так и данных о вертикальных вариациях теплового потока и его глубинных значениях. Внедрение технологии оптического сканирования в совокупности с новыми средствами измерений тепловых свойств при пластовых термобарических условиях [2] обеспечивает значительное повышение надежности данных о тепловых потоках [3].

Осуществленные в последние годы усовершенствования технологии позволили приступить к непрерывному профилированию тепловых свойств на полноразмерном керне, т.е. обеспечили возможность осуществления теплового петрокаротажа [1]. В процессе теплового петрокаротажа производят непрерывное высокодетальное (с пространственной разрешающей способностью 2-4 мм) распределение вдоль скважин главных значений тензора теплопроводности вдоль и поперек напластования (при полной погрешности соответственно 3% и 4% при доверительной вероятности 0,95), объемной теплоемкости (7%), коэффициента тепловой анизотропии, степени тепловой неоднородности образцов вдоль и поперек напластования. Результаты теплового каротажа используются для изучения разномасштабной неоднородности резервуаров тяжелой нефти и пород баженовской свиты (на уровне каждого образца и резервуара в целом), пространственной детализации результатов стандартного каротажа, анализа структурно-текстурных особенностей пород, выделения зон трещиноватости, оценки содержания органического вещества, оценки анизотропии пород, целенаправленного отбора проб для последующих исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке государства в лице Министерства образования и науки Российской Федерации в рамках работ по проекту №14.581.21.0008 от 03.10.2014 г. (уникальный идентификатор RFMEFI58114X0008).

Литература:

1. Попов Е.Ю., Чехонин Е.М., Сафонов С.С., Попов Ю.А., Ромушкевич Р.А., Герасимов И.В., Урсегов С.О., Гурбатова И.П. Результаты доизучения геологического строения пермо-карбоновой залежи Усинского месторождения путем непрерывного теплофизического профилирования керна. 2014. Труды конференции EAGE «Геомодель-2014».

2. Попов Ю.А., Чехонин Е.М., Паршин А.В., Попов Е.Ю., Миклашевский Д.Е. Новая аппаратурно-методическая база тепловой петрофизики как средство повышения эффективности добычи тяжелых нефтей. Нефть. Газ. Новации. 2013, №4, 52-58.

3. Chekhonin E., Parshin A., Pissarenko D., Popov Y., Romushkevich R., Safonov S., Spasennykh M., Chertenkov M., Stenin V. When rocks get hot: Thermal properties of reservoir rocks. Oilfield Review. 2012, 24(3), 20-37.

НОВЫЕ ПОДХОДЫ В КОМПЬЮТЕРНОМ МОДЕЛИРОВАНИИ СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Постников А.В., Хасанов И.И.

РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, Москва,e-mail: khasanov1988@mail.ru

В работе рассматриваются основные принципы моделирования осадочных пород посредством получения и компьютерной обработки цифровой информации об этих породах, полученной при анализе их цветовых параметров. Разработаны новые подходы в моделировании структурно-текстурных параметров осадочных пород, с применением современных технических средств их изучения, математического и программного аппарата обработки полученных данных. Разработка методики проводилась на основе изучения терригенных и глинисто-кремнистых пород мезозоя. Проведенные исследования показали возможность численного моделирования структурно-текстурных особенностей пород. Полученные параметры позволяют провести их сравнения, показывают элементы их общности и различия.

В настоящее время компьютерное моделирование широко используется в нефтегазовой литологии на различных масштабных уровнях, вплоть до крупных геологических объектов, размеры которых составляют порой десятки километров. Вместе с тем, на породном уровне большое количество качественной и цифровой информации, получаемой при литологических исследованиях нефтегазоносных отложений, математически не моделируется.

В литологии объекты характеризуются высокой степенью неоднородности и изменчивостью на всех масштабных уровнях, что осложняет процесс их моделирования. Модель породы сегодня характеризуется словесным описанием объектов, слагающих эту породу, их вещественного состава, структуры и текстуры. Такая модель носит субъективный характер и описывается качественными параметрами. Полученные данные не подвергаются компьютерной обработке, и те подходы, которые существуют, не позволяют разрабатывать количественные модели пород.

В последние годы появляется всё большее количество технических средств и инструментов, таких как современная оптическая микроскопия, стереоскопия, растровая электронная микроскопия, рентгено-структурный анализ, микротомография и т.д., позволяющих изучать геологические объекты породного уровня. Все эти методы сегодня дают колоссальный набор цифровой информации. Например, несколько квадратных миллиметров породы в результате исследования в шлифе на оптическом микроскопе описываются десятками мегабайт информации, что эквивалентно описанию этой породы текстом, содержащим десятки миллионов символов.

Проблема в том, что объемы этой информации об изучаемых объектах подвергаются весьма ограниченной компьютерной обработке. Строго говоря, эта информация используется только для передачи или визуализации в отчетах и на презентациях.

Данная работа является откликом на эту проблему и выражена в виде предлагаемого метода моделирования осадочных горных пород. Метод основан на получении с помощью оптической микроскопии цифровой информации о породе и дальнейшей её обработки. Объектом исследования при разработке данной методики являются шлифы осадочных горных пород, но основные её принципы применимы и при изучении отдельных макро-образцов пород и непрерывно отобранного керна.

Исследования осуществляются с помощью цифровых фотографий шлифов, полученных на оптических системах ZEISS, оснащенных оборудованием для получения цифровых изображений. Область шлифа для фотографирования должна быть подобрана исследователем так, чтобы наиболее точно охарактеризовать структурно-текстурные особенности данной породы (рисунок 1). На этих фотографиях маркируются сегменты, обладающие различными цветовыми характеристиками. Сегменты каждого компонента маркируются различным цветом (рисунок 2). Одинаковые по цвету сегменты образуют компонент, который в наибольшей степени приближен к одной из главных составляющих пород (керогеновая, кремнистая, карбонатная, глинистая, сульфидная). По каждому компоненту создаётся бинарное изображение, в котором пиксели, соответствующие данному компоненту, маркируются единицами, а оставшиеся пиксели – нолями. Такие изображения обсчитываются в программе, делятся на сегменты, и по каждому сегменту считается набор его морфологических атрибутов, таких как площадь, периметр, форм-фактор, аспектное отношение, ориентировка главной оси инерции и т.д. (рисунок 3-5). Статистическая обработка полученных данных по каждому сегменту внутри каждого компонента позволяет судить о структурно-текстурных особенностях породы. Полученные параметры являются количественными, что позволяет напрямую использовать их при дальнейшем геологическом моделировании объектов большего масштаба, слагающихся этими породами. Подсчётные количественные параметры были выбраны таким образом, чтобы они максимально соотносились со стандартными качественными параметрами, характеризующими структуру и текстуру породы, таких как: «окатанность», «изометричность», «размер зерен», «сортировка», «ориентировка» и др.

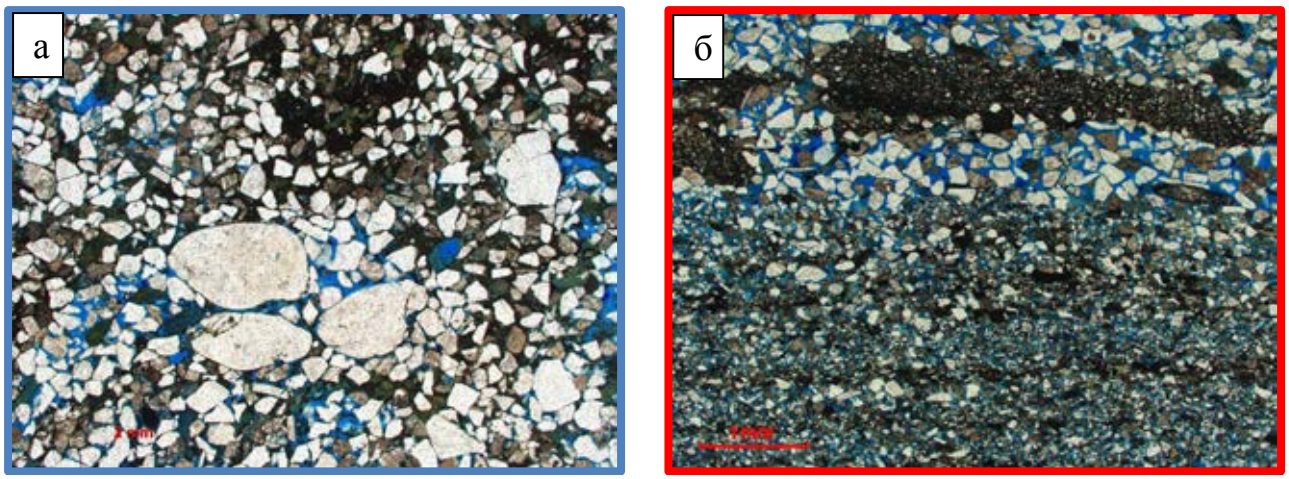


Рисунок 1. Изображения шлифов различных литотипов: а - песчаник мелко-среднезернистый с гравийными зернами полимиктовый с глауконитовым цементом пористый, б - песчаник мелкозернистый со сгустковым глинистым цементом с прослоями алевролита мелкозернистого со сгустковым карбонатно-глинистым цементом пористый

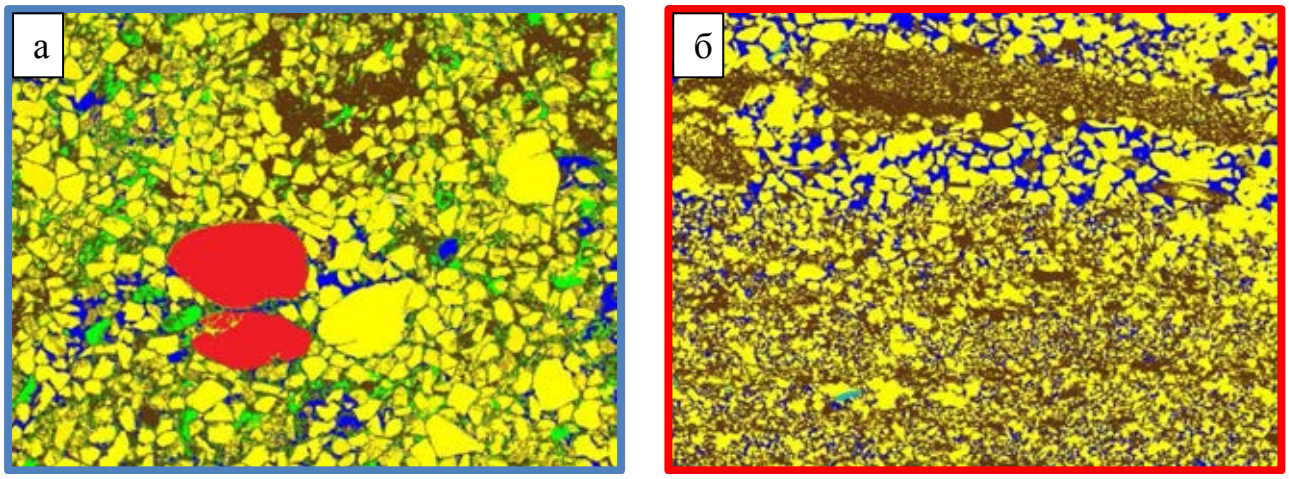


Рисунок 2. Цветовые модели изображений шлифов различных литотипов: а - песчаник мелко-среднезернистый с гравийными зернами полимиктовый с глауконитовым цементом пористый, б - песчаник мелкозернистый со сгустковым глинистым цементом с прослоями алевролита мелкозернистого со сгустковым карбонатно-глинистым цементом пористый.

Жёлтый – кварц-полевошпатовый компонент, коричневый – глинистый компонент, красный – кварцитовый компонент, зелёный – глауконитовый компонент, бирюзовый – слюдистый компонент, синий – пустотное пространство.

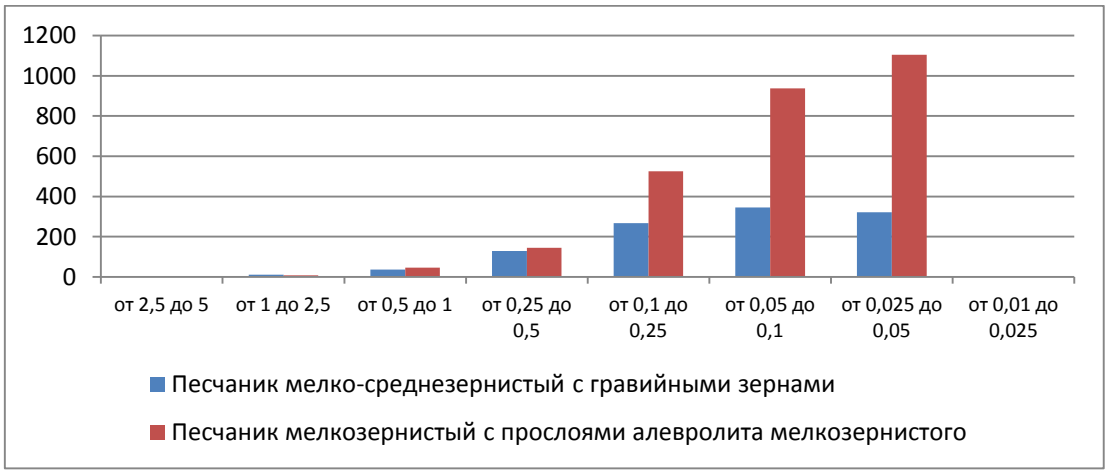


Рисунок 3 - Диаграмма распределения количества элементов разного размера в двух типах пород.

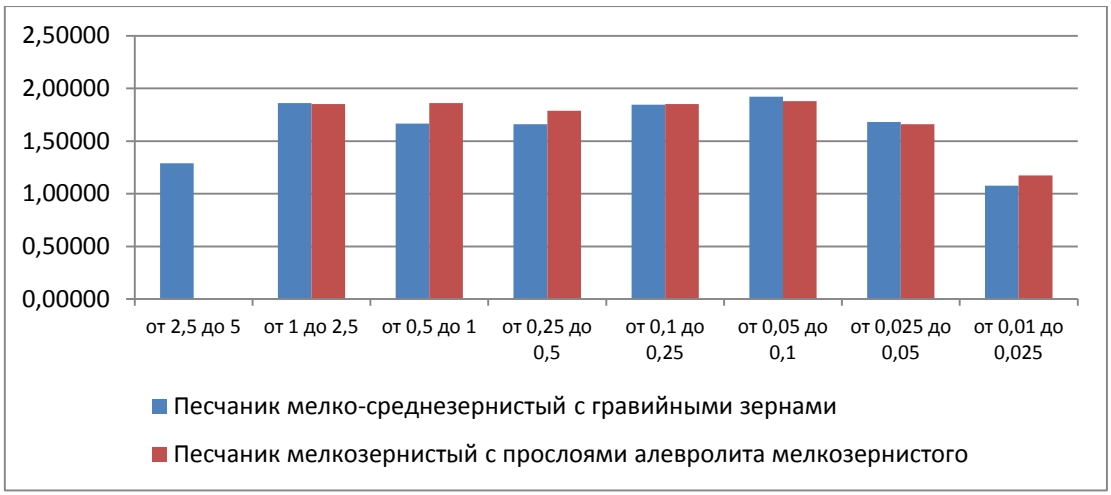


Рисунок 4 - Диаграмма распределения изометричности элементов разного размера в двух типах пород.

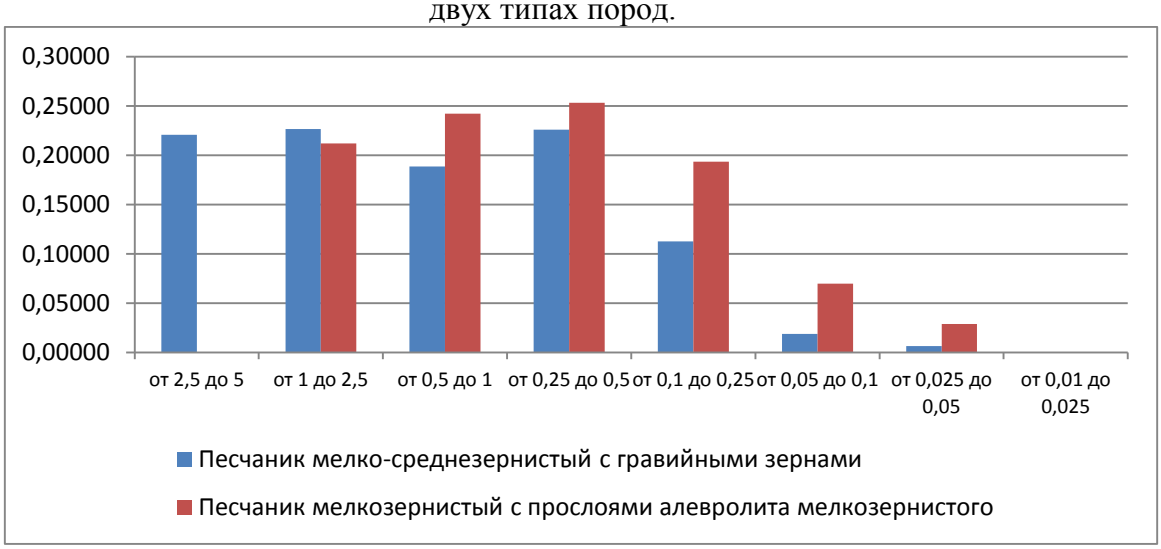


Рисунок 5 - Диаграмма распределения суммарной площади элементов разного размера в двух типах пород.

Выявление общих структурно-текстурных особенностей различных типов пород позволяет надеяться на успешное применение полученных характеристик при сравнении пород различных генетических типов. Вместе с тем даже незначительные структурно-текстурные различия родственных пород позволят открывают возможности для обоснования типизации и обобщенной характеристики отдельных литотипов.

Таким образом, методика моделирования структурно-текстурных параметров пород может использоваться как один из важнейших элементов исследований, и может являться составной частью геологического моделирования в современной нефтегазовой литологии.

ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН ПОРОВО-ТРЕЩИННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ АНАЛИЗА ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ФАНЕРОЗОЯ

З.Я.Сердюк[1], Г.М.Митрофанов[3], С.Н.Смолин[1], И.Ю.Вильковская[1], Е.С.Бубнова[2], О.Н.Стефаненко[1]

[1]*ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск, e-mail:geology@sniiggims.ru*

[2]*ОАО «ННГ», Новосибирск,*

[3]*ИНГиГ СОРАН, Новосибирск.*

Использование сейсмических методов прогноза порово-трещинных коллекторов в сочетании с результатами анализов постседиментационного минералогического преобразования пород и их петрофизических свойств способствует успешному поиску залежей углеводородов в отложениях юры и неокома Западной Сибири.

При решении проблемы прогноза порово-трещинных и каверново-трещинных коллекторов в доюрских и мезозойских отложениях в последние годы в ОАО “ЦГЭ” разработаны методические приемы комплексного использования геолого-геофизической информации, включающие анализ тектоники региона, потенциальных полей, данные сейсморазведки МОГТ-2D и 3D с выделением дифрагированных волн (метод ВОГТ, Кремлев, Павленкин, Зверев, Булкин, 2007) с обязательным привлечением результатов полевого литолого-фациального и лабораторного минералого-петраграфического, петрофизического изучения пород по кернам глубоких скважин, ГИС, АК, гидрохимии подземных вод и геохимии органического вещества [1-7].

Формирование в отложениях фанерозоя зон трещиноватости и связанных с ними порово-трещинных и каверново-трещинных коллекторов в основном обусловлено тектоническими факторами и гидротермальными процессами, постседиментационно преобразующими породы. Так, по результатам интерпретации потенциальных полей и сейсмики в пределах Комариной и Пограничной площадей, имеются явные тектонические предпосылки для формирования в отложениях юрского осадочного чехла порово-трещинных и каверново-трещинных коллекторов. В доюрском интервале разреза выделены Кондинский и Демьянский интенсивно интрудированные, жесткие каледонские блоки и разделяющая их Усть-Демьянская межблоковая зона дроблений и дислокаций, открывающаяся в сторону Ханты-Мансийской впадины. Значительная часть территории расположена в пределах межблоковой зоны [6].

По временным разрезам МОГТ, полученным в результате сейсморазведочных работ, проводится уточнение структурного плана основных опорных и целевых горизонтов. В

процессе получения окончательных временных разрезов используется минимум процедур обработки и процедур сглаживания. Как показывает опыт, применение высокочастотной фильтрации позволяет выделять в волновом поле разрезов ОГТ зоны с пониженной интенсивностью и регулярностью записи, характеризующие участки разреза с повышенной неоднородностью, представляющие интерес как перспективные на поиски коллекторов, способных формировать залежи УВ. Для более уверенного выделения зон трещиноватости используется метод Прони-фильтрации, разработанный в лаборатории ″Прямых и обратных задач сейсмики″ Института Геофизики СО РАН, возглавляемой Г.М. Митрофановым [1, 5, 6].

Метод Прони-фильтрации основан на разложении исходной суммотрассы на экспоненциально-затухающие гармоники и направлен на выделение зон поглощения и рассеивания. При этом достигается более высокое разрешение в частотной и пространственной областях. Эффективность применения данного метода показана на рис.1, на котором приведен тестовый участок профиля, проходящего через Южно-Вареягское месторождение нефти. Месторождение представляет из себя литологическую, тектонически экранированную ловушку, в пределах которой пробурено две скважины. Нефтенасыщенными являются среднеюрские пласты ЮС2-3, дебиты скважин составляют 15,28 м3/сут и 7,5 м3/сут.

Эффективность данных методических приемов использования комплекса геолого-геофизической информации проверена на примере Комариной площади, расположенной в Уватском районе Тюменской области. Проведенный анализ геолого-геофизического материала позволил существенно повысить вероятность открытия залежей УВ. Основной упор при выборе места заложения скважин на Комариной площади был сделан на литолого-петрографический анализ пород и анализ волнового поля после применения Прони-фильтрации. Параметры фильтрации выбирались таким образом, чтобы аномальные зоны поглощения (рассеивания) хорошо выделялись на высоких частотах. После проведения спектрального анализа в качестве оптимальной была выбрана частота 61 Гц. На площади исследован временной интервал t0=2.1-2.6с, включающий ачимовские нижнемеловые песчаники, верхнеюрские отложения и пласты ЮС2-4 средней юры. На рисунке 1 показаны временные разрезы ОГТ, результаты фильтрации Прони на частоте 61 Гц. В районе скважин 94, 97, 98 и 99 в интервале верхней части юрских отложений отмечаются зоны пониженных значений, в пределах которых можно ожидать развитие коллекторов порово-трещинного, трещинно-порового типа. По результатам испытания скв. 94, из пласта ЮС1 получен приток нефти 6,1 м3/сут, тип коллектора порово-трещинный, тип залежи структурно-литологический, тектонически экранированный [4, 6]. Наиболее интересным объектом на

площади является литологическая, тектонически экранированная ловушка УВ, вскрытая скв. 98, аналогичная нефтяной Южно-Вареягской.

Из вышеизложенного явствует, что использование в указанной последовательности методических приемов анализа имеющейся геолого-геофизической информации является результативным при прогнозе порово-трещинных и кавернозно-трещинных коллекторов и приуроченных к ним залежей углеводородов.

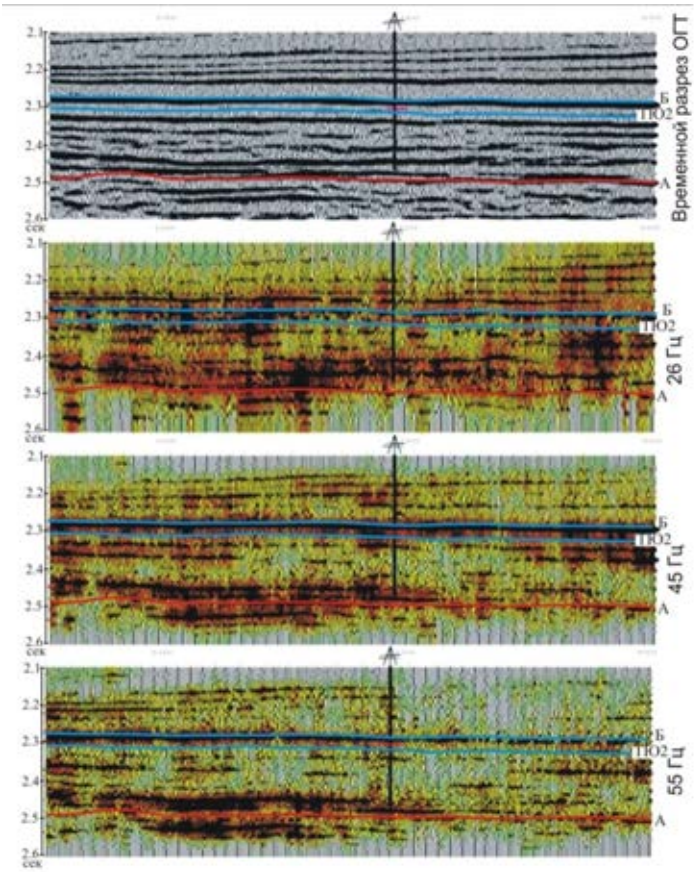


Рисунок 1 - Результаты Прони фильтрации по тестовому участку ПР 120030010

Литература:

1. Митрофанов Г.М., Нефедкина Т.В., Слепокурова Л.Д., Смолин С.Н. Выделение зон порово-трещинных коллекторов для интервала пластов $Ю_2$, $Ю_4$ в пределах северных лицензионных участков Уватского района Тюменской области с использованием Прони фильтрации. Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Восьмая научно-практическая конференция. Том 2, Ханты-Мансийск, 2005, с. 142-154.
2. Розин А.А., Сердюк З.Я. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа. Литология и полезные ископаемые. № 4, 1970. с. 102-113.
3. Сердюк З.Я., Слепокурова Л.Д. Поиски благоприятных пород-коллекторов и залежей углеводородов в доюрских и юра-неокомских отложениях. Геофизика. Спецвыпуск. 2001, с.113-115.
4. Сердюк З.Я., Вильковская И.Ю., Жужель В.С., Зубарева Л.И., Кирилова Н.В., Стефаненко О.Н. Влияние постседиментационных наноминералов на коллекторские свойства и нефтеотдачу продуктивных пластов. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. Новосибирск. Изд СНИИГГиМС, №4. 2010.с.41-47.
5. Слепокурова Л.Д., Митрофанов Г.М., Смолин С.Н., Сердюк З.Я. Выделение зон порово-трещинных

коллекторов для интервалов пластов $ЮС_2$-$ЮС_4$. Геофизика. Спецвыпуск. 2006, с. 71-73.

6. Смолин С.Н., Антонович Р.М., Слепокурова Л.Д. Локальные особенности геологического строения доюрского фундамента в свете сопоставления данных сейсморазведки и потенциальных полей. Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Восьмая научно-практическая конференция. Том 1, Ханты-Мансийск, 2005, с. 120-129.
7. Япаскурт О.В., Ростовцева Ю.В., Карпова Е.В. Постседиментационный литогенез терригенных комплексов и палеотектоника. Литосфера, №1. 2003. с.39-53.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ЯМР ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ЛИТОФАЦИАЛЬНЫХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА

Топорков В.Г.

ООО «Арктик-ГЕРС»

Существующий аппаратурный и методический комплекс средств, базирующийся на ядерно-магнитном резонансе, позволяет получать обширную, ранее недоступную информацию прямым методом. Содержание подвижных флюидов в пласте, распределение пор по размерам, количество воды, связанной глинистым цементом, распределение флюидов, насыщающих пласт в зависимости от размеров пор, как в гидрофобных, так и в гидрофильных коллекторах, величина эффективной пористости в пласте, вязкость подвижной нефти в керне и многие другие важные петрофизические характеристики стали доступны исследователям, владеющим инструментом ЯМР.

Накопленный опыт проведенных работ по тематике ЯМР в Западной Сибири и других регионах позволяет сделать выводы об очень высокой эффективности метода как инструмента, позволяющего получать объективные данные о литофациальных, физических и фильтрационно-емкостных характеристиках разреза, вскрываемого скважиной.

На рис.1 приведены типичные результаты ЯМР для песчаников Западной Сибири в зависимости от меры их зрелости. Четко прослеживается тенденция увеличения времени релаксации T_2 от 100 до 1000 мс и более с возрастом породы, обусловленная преобразованием неустойчивых минералов в скелете породы. Разрушение обломков эффузивов и преобразование набухающих минералов глин в устойчивые формы приводит к уменьшению связанной воды в коллекторах и существенно меняет их фильтрационно-емкостные свойства, что отражается на спектрах ЯМР.

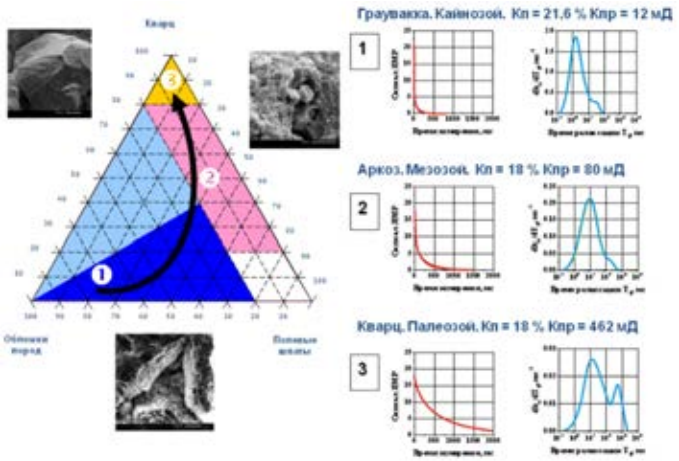


Рисунок 1 - Характеристика песчаников Западной Сибири в процессе их эволюции на базе результатов ЯМР

Метод ЯМР позволяет определять время поперечной релаксации намагниченности T_2 жидкостей, ядра молекул которых обладают собственным магнитным моментом. Результатом измерения ЯМР является кривая спада намагниченности. Начальная амплитуда сигнала пропорциональна числу ядер с соответствующими магнитными моментами, т.е. объёму жидкости. Если такой жидкостью насыщена пористая среда, то начальная амплитуда сигнала будет пропорциональна общей пористости. Важным обстоятельством при этом является то, что время релаксации T_2 определяется не только свойствами самой жидкости, но также формой и размером пор. В результате полный сигнал будет представлять собой суперпозицию сигналов от пор с разной геометрией. При обработке сигнала ЯМР проводят разложение сигнала на эти компоненты, т.е. находят распределение пористости по временам поперечной релаксации T_2. Для этой процедуры существуют специальные алгоритмы, основанные на методе регуляризации. Типичный вид такого спектра T_2, полученный на образце пористой горной породы, насыщенной водой, представлен на рис. 2. Площадь, ограниченная кривой дифференциального распределения, равная сумме компонент парциального спектра соответствует общей пористости породы.

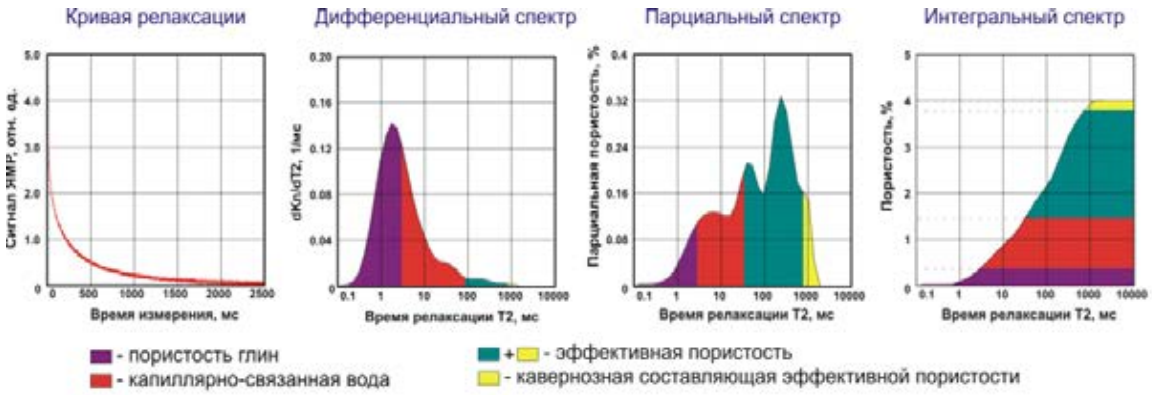
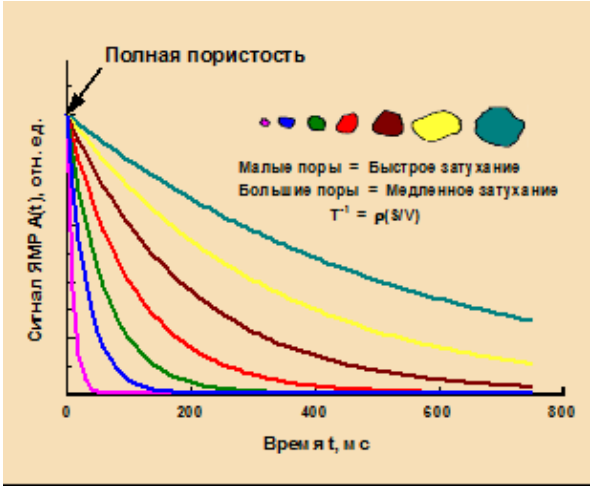


Рисунок 2 - Различные формы графического представления результатов ЯМР-исследований на керне

Для оценки T_{2s} в современной практике ЯМР- исследований пористых сред широко используется формула:

$$T_2 = T_{2s} = \frac{1}{\rho}\frac{v}{s},$$

где *v*- объём поры, *s* – поверхность поры, ρ - поверхностная релаксационная активность, характеризующая способность поверхности поры влиять на релаксацию магнитных моментов ядер. Поскольку отношение *v/s* пропорционально размеру поры, то по спектру времён поперечной релаксации (рис. 3) можно судить и о распределении пористости по размерам пор.



$$\int_{T_{2min}}^{T_{2max}} B(T_2)\cdot e^{-\frac{t}{T_2}} dT_2 = A(t)$$

Рисунок 3 - Зависимость формы сигнала ЯМР от размера пор в исследуемом образце породы

На первых этапах было необходимо установить как будет работать вышеприведённая формула, связывающая T_2 и размеры пор в породах сложенных различными минералами. В учебниках физики релаксивити ρ трактуется только как величина связанная с концентрацией парамагнетиков в исследуемом материале. Первые же экспериментальные исследования показали, что для осадочных горных пород, подверженных процессом эпигенетических и катагенетических преобразований, релаксивити зависит как от концентрации парамагнитных включений в породе, так и от удельной поверхности ее пор. Часто второй фактор является доминирующим. На рис. 4 приведены данные дифференциации времен релаксации в зависимости от размера частиц, а значит и размера пор. Из приведённых данных следует, что все они пересекаются в одной точке. Если бы это было связано только с концентрацией

парамагнетиков, то этого не должно было бы быть. Одной из причин может быть следующее объяснение (как гипотеза).

Основной причиной появления в спектрах ЯМР нескольких мод является наличие в горной породе нескольких групп пор, отличающихся между собой характерными размерами. При этом каждой такой группе пор будет соответствовать определенная мода в спектре ЯМР. Однако такое утверждение справедливо только в случае, если минералогический состав горной породы сравнительно однороден. Это связано с тем, что в однородной среде отличие во временах релаксации флюидов в порах породы будет определяться только отличием в размерах этих пор.

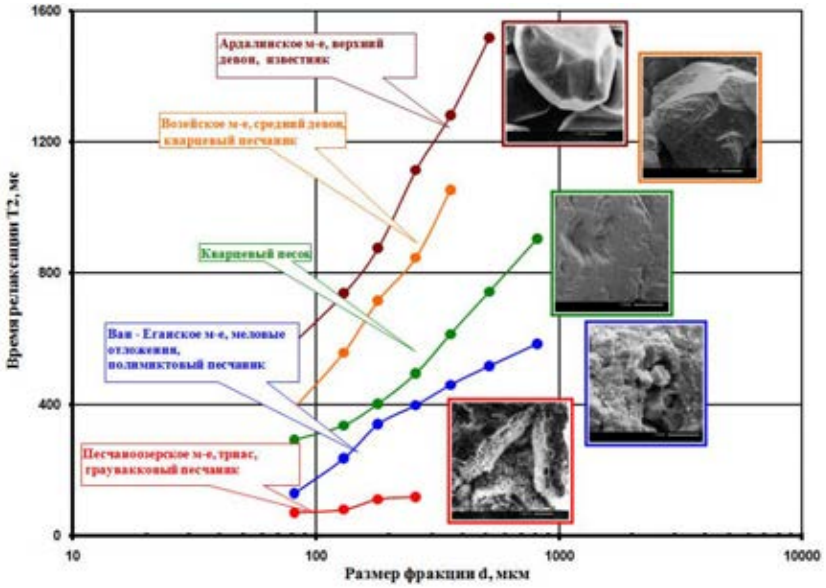


Рисунок 4 - Зависимости времени релаксации от размеров фракции (пор) для пород различного минерального состава

Настройка ЯМР прямым методом основанна на использовании имидж-анализа петрографических шлифов. По результатам имидж-анализа, а это прямой метод оценки распределения пор по размерам, проводится сопоставление гистограмм распределения пор по размерам со спектрами ЯМР (рис.5). Таким образом, осуществляется калибровка времени релаксации, т.е. обосновывается переход от миллисекунд к микрометрам.

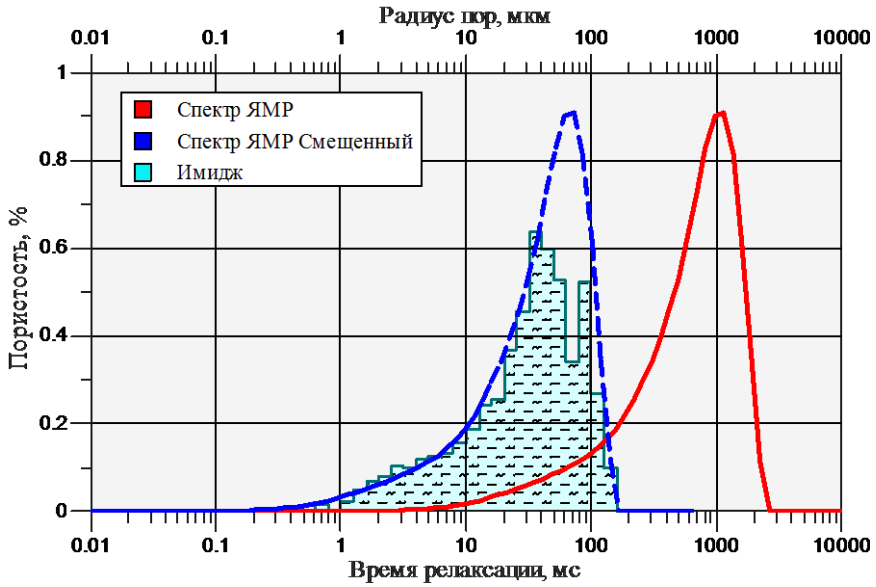


Рисунок 5 - Сопоставление распределений пор по размерам, полученных методом ЯМР и имидж-анализом петрографических шлифов

Одним из направлений в исследованиях ЯМР является интерпретация данных ЯМК при литофациальном расчленении разреза, что открывает новые возможности геологических построений. Каждая литофация имеет свой набор уникальных релаксационных кривых, поэтому метод ЯМР может служить прекрасным инструментом для литофациальных разбивок и межскважинной корреляции разрезов, вскрываемых скважинами. На рис.9 представлен снимок шлифа органогенно-обломочного известняка, где поровое пространство представлено как межформенными порами, так и внутриформенными пустотами раковин фораминифер. Дифференциальные спектры ЯМР это характерно отражают. Внутриформенные пустоты закрашены зеленым цветом, межформенные пустоты – желтым цветом, причем межформенные пустоты по размерам сопоставимы с кавернами. Использование спектров ЯМР, индивидуальных для каждого литотипа, позволяют достаточно уверенно отбивать границы литотипов в разрезе.

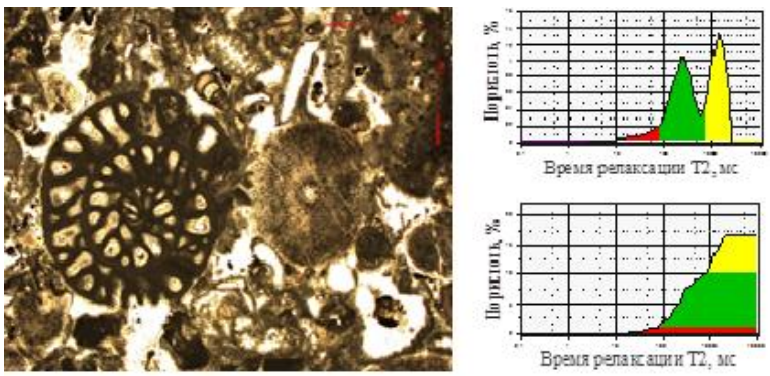


Рисунок 6 - Крупные раковины фораминифер и членики криноидей в известняке органогенно-обломочном фораминиферово-водорослевом (грейнстоуне). Слева - фото шлифа, справа - спектры ЯМР

Современные технологии отбора и исследования керна коренным образом отличаются от технологий, применяемых в 80-90-е годы. Применяемые керноотборные снаряды позволяют обеспечивать 100%-ный вынос керна. Отбор керна в одноразовые керноприемные трубы, разрезание и консервирование керна на скважине ограничивают доступ геолога в полевых условиях. Привязка керна к разрезу осуществляется путем сопоставления данных каротажа СГК и ГГКП в скважине и на колонке керна. Цифровые фотографии высокого разрешения в белом и ультрафиолетовом свете делают доступной информацию о поднятом керне для всех заинтересованных специалистов.

Предлагаемые сегодня методы исследования – растровая электронная микроскопия, томография, обработка цифровых изображений, ЯМР-исследования, низкотемпературная технология и ряд других позволяют на качественно новом уровне судить о параметрах коллектора и оценивать степень эксплуатационных характеристик коллекторов нефти и газа. Новейшие средства моделирования геологического строения резервуара с использованием характеристик, получаемых на керне, позволяют строить достоверную и обоснованную модель месторождения, используя технологии ЯМР.

Литература:

1. Верховский А.М. К физической интерпретации кривых уплотнения песчаников. Тезисы докладов III конференции «Развитие геофизических исследований на нефть и газ в Западной Сибири», Тюмень, 1983, с.102-103.

2. Верховский А.М. Основные особенности построения петрофизических зависимостей для слабосцементированных песчаников Западной Сибири. Сборник научных трудов: Развитие методики геофизических исследований на нефть и газ в условиях Западной Сибири. М., Изд. ВНИИГеофизики, 1986, с.145-152.

3. Верховский А.М. Применение метода Мелчера для исследования пористости слабосцементированных пород. - Геология нефти и газа, 1985, N5, с.52-55.

4. Верховский А.М. Экспериментальное обоснование метода моделирования физических свойств слабосцементированных пород-коллекторов Западной Сибири. - Прикладная геофизика, вып.107, М., Недра, 1983, с.77-86.

5. Котяхов Ф.И. Физика нефтяных и газовых коллекторов М., Недра, 1977, с.40-46.

6. Килан Д. Отбор и исследование кернового материала .Часть 1: Цели и задачи. «Нефть, газ и нефтехимия за рубежом. №3, с.15-19.

7. Парк А. Отбор и исследование кернового материала. Часть 2: Типы и методы использования керноотборных снарядов. «Нефть, газ и нефтехимия за рубежом», №4, с.14-19.

8. Парк А. Отбор и исследование кернового материала. Часть 3: Планирование работ. «Нефть, газ и нефтехимия за рубежом», №5, с.10-15.

9. Парк А. Отбор и исследование кернового материала. Часть 4: Колонковые долота. «Нефть, газ и нефтехимия за рубежом», №6, с.12-18.

10. Ханин А.А. Петрофизика нефтяных и газовых пластов М., Недра, 1976, 295 с.

11. Отчет о НИР «Уточнение запасов газа сеноманской залежи объемным методом Ямбургского месторождения». Договор № 230/А61 (Ямбургская площадь, Харвутинский участок». Тюмень, 1996. РАО «ГАЗПром», Тюменский научно-исследовательский и проектный институт природных газов и газовых технологий ТЮМЕННИИГИПРОГАЗ.

12. Подсчет запасов природного газа и конденсата Бованенковского месторождения Ямальского района Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области по состояния на 1.VII.1982 г. Тюменская Тематическая Экспедиция (ТТЭ). Тюмень, 1982.

13. Mattax C.C., McKinley, R.M. and Clothier, A.T., 1974, Core analysis of unconsolidated and friable sands, SPE-4986: Society of Petroleum Engineers, presented at 49th Annual Conference and Exhibition, preprint. Later published in 1975: Journal of Petroleum Technology, v. 27, no. 12, p. 1423-1432. Later reprinted in 1991, in Canadian Heavy Oil Association reservoir handbook: Canadian Heavy Oil Association, Calgary, p. 15-26.

14. Svanson B.F., Thomas E.C., 1979. The measurement of petrophysical properties of unconsolidated sand cores, paper A, in 6th European Formation Evaluation Symposium Transactions: Society of Professional Well Log Analysts, 23 p.

15. Svanson B.F., Thomas E.C. The measurement of petrophysical properties of unconsolidated sand cores. «Log Analysts», 1980, X-XI, Vol.21, N5, p.22.

16. ГОСТ 26450.2-85 «Породы горные. Метод определения коэффициента абсолютной газопроницаемости при стационарной и нестационарной фильтрации»

17. «Методические рекомендации по исследованию пород-коллекторов нефти и газа физическими и петрофизическими методами и утверждёнными Мингео СССР 1978 г.» (стр. 178-185)

18. API RP 40 Secondary edition.

19. В.А. Мурцовкин «Мультирешеточная модель для расчёта характеристик пористых сред. расчёт электропроводности» Коллоидный журнал, 2009, том 71, №5 с.677-684

20. В.А. Мурцовкин «Использование мультирешеточной капиллярной модели для расчёта проницаемости по данным ядерного магнитного резонанса» Коллоидный журнал, 2009, том 71, №5 с. 685-692

ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ ПОРИСТОСТЬЮ И ПРОНИЦАЕМОСТЬЮ В ОБЪЕМЕ ПОРОДЫ ДЛЯ ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Л.А. Хазикова[1], Т.Д. Шибина[2]

[1,2] *Всероссийский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург, e-mail: lubovkhazikova@gmail.com, shibina-tatyana@mail.ru*

Применение метода статистической обработки данных фильтрационно-емкостных свойств рифей-венд-нижнекембрийских отложений позволил выявить петрофизические неоднородности терригенных и карбонатных пород и зоны распространения улучшенных пород-коллекторов по разрезу и по структурам юга Сибирской платформы.

Целью настоящей работы является выявление закономерностей пространственного распределения в разрезе терригенно-карбонатной толщи рифей-венд-нижнекебрийского подсолевого нефтеносного комплекса пород-коллекторов и установление закономерностей изменения фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) пород как по разрезу, так и в пределах изучаемой территории.

Авторами были построены различные графики изменения открытой пористости и проницаемости (данные ФЕС), отражающие распределение их содержания от глубины залегания пород, условий их напластования для различных скважин и структурно-фациальных зон. Наиболее представительной информацией ФЕС охарактеризованы породы Непско-Ботуобинской антеклизы. Разброс точек на графиках показал, что для терригенных пород для образцов, анализируемых в различной ориентировке проницаемость пород в зависимости от структуры порового пространства не меняется, фильтрационная способность в них одинаковая по разным направлениям. Фильтрационная способность в породах носит объемный характер, и решающее значение на её изменчивость оказывают вторичные процессы, которые контролируются главным образом фациальными обстановками, глубинами максимального погружения и составом пластовых флюидов.

Для карбонатных пород картина несколько иная. Матричная проницаемость их на порядок ниже по сравнению с терригенными породами, максимально достигает примерно 1064 мД в скважине Чайкинская 279 в бюкской свите (доломит кавернозный). Для карбонатных пород фильтрационная способность носит преимущественно линейный характер, как по напластованию, так и вкрест напластования осадка.

Исследования данных ФЕС, проводимые от глубины залегания отложений, по стратиграфическим подразделениям подсолевого комплекса, позволили выделить в разрезе породы с улучшенными фильтрационными свойствами. Зависимость выявлялась по 25

скважинам, пробуренным на различных участках юга Сибирской платформы. Исследования проведены по выборке более 1000 образцов.

Полученные результаты по проницаемости различных по составу и возрасту пород рифей-венд-нижнекембрийской отложений позволили выявить некоторые тенденции развития коллекторов в изучаемом разрезе. На построенных графиках видны распределения и изменения значений пористости и проницаемости на разной глубине залегания породы.

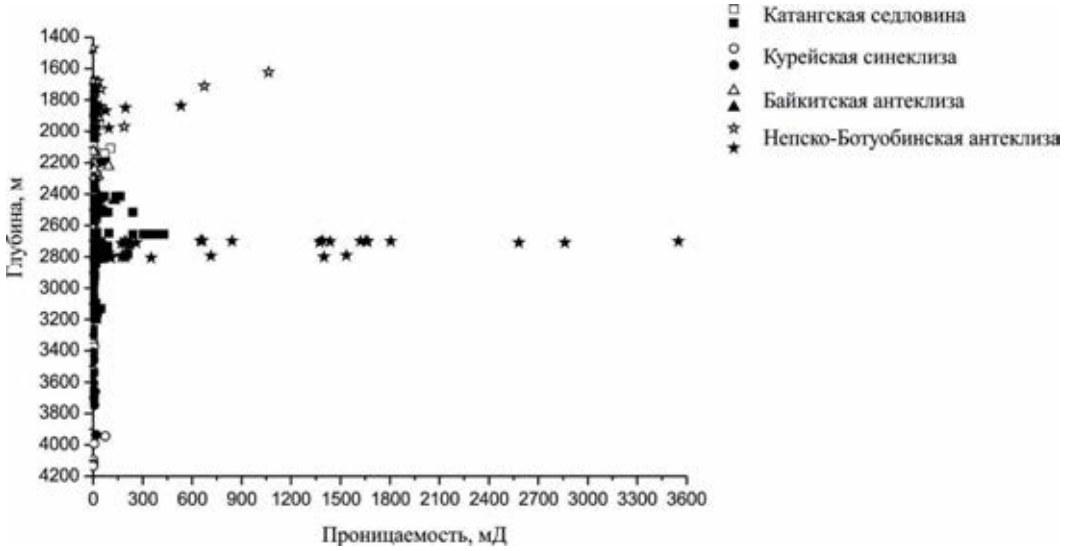


Рисунок 1 - Распределение величины проницаемости пород на различных глубинах подсолевого комплекса. Закрашенный знак - терригенные породы, пустой – карбонатные породы

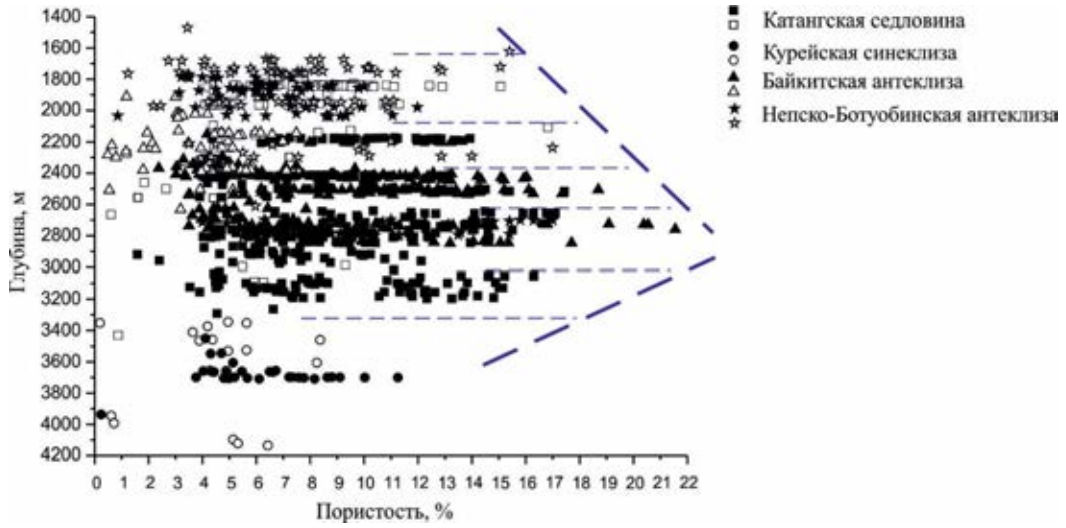


Рисунок 2 - Распределение величины пористости пород в подсолевом комплексе (сводный график). Закрашенный знак - терригенные породы, пустой – карбонатные

На рис.1 отражен общий тренд изменения фильтрационных свойств по глубине для всего подсолевого комплекса. По разрезу можно выделить две зоны: верхнюю, до глубины 2700 м и нижнюю (>2700 м), характеризующиеся развитием низко - (0-100 мД), средне -

(100-500 мД) и высокопроницаемых (>500 мД) коллекторов [1]. Ступенчатый характер изменения ФЕС выделяется на уровне 1800 м; 2500 и 2700 м.

Для построения графиков статистической обработке подвергались образцы керна со значениями, превышающими критические величины коллектор-неколлектор (>3 %).

На рис.2. отражено распределение открытой пористости по разрезу для всего подсолевого комплекса. На полученном графике отражена тенденция изменения пористости пород-коллекторов в изучаемом разрезе. Значения пористости варьируют от 0 до 22%. Можно отметить ступени изменения пористости с глубиной через каждые 300 м (1700 м, 2100 м, 2400 м, 2700 м, 3000 м, 3300 м). До глубины 2800 м пористость достигает почти 22%, а ниже этой глубины пористость уменьшается.

Сопоставление графиков изменения по проницаемости пород для различных структурно-фациальных зон показало, что наименьшими значениями проницаемости обладают породы Курейской синеклизы, а наибольшими – Непско-Ботуобинской антеклизы. Наиболее низкими значениями открытой пористости обладают породы Курейской синеклизы, Байкитской антеклизы, наиболее высокими породы Катангской седловины и Непско-Ботуобинской антеклизы. Распределение открытой пористости по разрезу последних носит схожий характер, и их максимальные значения достигают 17-18%.

В заключении следует отметить: в процессе исследования выявлено, что в разрезе выделяются глубинные зоны, ограниченные ступенями резкого изменения коллекторских свойств с возможным развитием их по простиранию внутри отдельных структурных элементов. Каждая из зон представляет самостоятельную емкостную систему со своим качеством коллекторов.

Проведенный анализ закономерностей распределения коллекторских свойств пород в отложениях подсолевого комплекса юга Сибирской платформы, на конкретном фактическом материале показал изменения петрофизических свойств как по разрезу, так и по латерали. Распределение пористости носит чисто слоистый характер, причем для каждой структуры глубины пористых слоев различаются.

Проведенный анализ изменения емкостных свойств пород показал свои закономерности развития пород коллекторов для отдельно взятых структур юга Сибирской платформы.

Литература:

1. *Икон Е.В., Конюхов В.И., Мороз М.Л.* Закономерности изменения коллекторских свойств пород неокома с глубиной их залегания во фроловской мегавпадине // Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа, № 20, 2009 г.

THE DEVELOPMENT AND APPLICATION OF FULLY QUANTITATIVE AUTOMATED MINERALOGY IN THE CHARACTERIZATION OF RESERVOIR ROCKS

Shaun Graham

ZEISS Natural Resources Laboratory, Cambridge, UK

The mineral classification of reservoir rock is an important part in determining its lithology. For instance, the relative percentages of quartz, chert, feldspar and detrital clay mineral grains indicate the rock's depositional and diagenetic history. Classification of clay is important because some clays swell when wet, some are plastic and can easily deform, while others are hard and dense. The relative concentrations of clay, quartz and calcite give a first order indication about how easily shale may fracture.

Automated analysis has for many years been widely developed and utilized as a high resolution analytical tool from manufacturing to the natural resources industries. In recent years, the technique has been further developed from a particle analysis tool to a large sample characterisation solution. A refinement of this solution has been the development of fully quantitative EDS mineral classifications. As such, each analysis point can be classified based on the weight percent contribution of the chemical elements present. This enables highly-accurate mineral-classifications to be made, providing unparalleled detail and mineral discrimination. The development of this technique has also resulted in the ability to provide information on the organic material within the samples detecting the C, O and S concentrations. Advanced image processing and image analysis techniques, utilizing high resolution BSE to provide 2D measurements on an array of parameters are utilized to provide valuable information on grain size, porosity, and the location of clays and organic porosity.

This talk will provide an outline of Mineralogic Reservoir and highlight how the advances in fully quantitative analysis, image processing, and image analysis can help deliver accurate and timely data. This talk will also describe how automated mineralogy and the analytical data gathered can fit in the larger digital rock physics correlative workflow.

HIGH RESOLUTION 3D X-RAY MICROSCOPY: CHARACTERIZING RESERVOIR ROCK AT THE PLUG AND PORE SCALE

Andy Steinbach

Senior Director Oil & Gas, Carl Zeiss Microscopy, Pleasanton, CA USA

3D X-ray CT (Conventional X-ray) imaging is a non-destructive way to examine and characterize the internal structure of materials. X-ray are transmitted through a sample and a two dimensional image is created based on the different material in a sample's X-ray density. The sample is rotated either 180° or 360°, stopping at discrete steps to capture a 2D image, sometimes called a projection. Depending on the X-ray imaging system, hundreds or thousands of projections can be collected. An example of 3D Conventional X-ray is the CAT scanner which is routinely used to create a 3D dataset of part of a human body. 3D Conventional X-ray is also used in industry to make measurements of internal components inside engines and other mechanical devices.

Recently, the technology, in terms of X-ray sources and detectors, has improved to the point that micro scale, 3D Conventional X-ray systems are possible. These systems are used to study crack propagation in materials, bone mineral density, porosity in materials and corrosion in materials, to name a few.

3D X-ray microscopy (XRM) is similar to Conventional X-ray in that an X-ray absorption contrast based 3D dataset is created by reconstructing a series of 2D projections of the rock sample. The 3D dataset can be viewed in 3D visualization software or used as an input for fluid, geomechanic and conductivity models. XRM is different from Conventional X-ray in that either visible light or X-ray diffraction optics is used to magnify the 2D projections, which enables higher resolution images. In addition, imaging contrast is optimized by customizing the scintillator, the material that converts X-ray to visible light, for each set of magnification optics. Both of these differentiators make the XRM uniquely suited for measuring grain and pore size in sandstones and carbonates; creating fracture maps, revealing bedding planes and identifying organic rich regions in shale; and assessing mineral content in all three rock types.

The technology behind the ZEISS Xradia Versa and Ultra XRMs will be discussed. The Xradia Versa utilizes visible light optics to magnify the image, while the Xradia Ultra utilizes both X-ray diffraction and visible light optics to magnify the image. The scintillators that covert X-ray to visible light are optimized to maximize the sensitivity over the X-ray source's energy range. Images and analysis from the instruments will be presented to demonstrate how an X-ray microscope can be used to characterize reservoir rock.

IMPROVEMENTS IN LIGHT MICROSCOPY FOR PETROGRAPHY

Andy Steinbach

Senior Director Oil & Gas, Carl Zeiss Microscopy, Pleasanton, CA USA

Light microscopy has been a classic tool for geologists and petrographers. Rock textures, fabric, colour, mineral content, and grain and pore size, can all be assessed by examining images from petrographic thin sections using various illumination and imaging modes.

A polarized light microscope is required for assessing mineral content. This type of microscope consists of two polarizing filters known as the polarizer and analyzer. The polarizer is normally positioned above the illuminator and below the sample; the analyzer is positioned above the magnifying objectives and sample and below the eyepiece. When the polarizer and analyzer are positioned in the optical path and their vibration azimuths are at right angles to each other, the polarizer and analyzer are said to be crossed, resulting in no light passing through the eyepieces. If polarized white light is passed through a birefringent sample of known thickness, then the birefringence of the sample can be determined which enables mineral classification.

Two new microscopes will be presented: the ZEISS Axio Scan and the LSM 800. The ZEISS Axio Scan is a petrographic microscope that stores and automatically images up to 50 petrographic thin sections at a time. It can be configured for transmitted bright and reflected fluorescence imaging with LED illumination in conjunction with either a synchronized high speed filter wheel or filter cube. Up to 4 magnification settings can be achieved with a 5x, 10x, 20x and 40x objectives, resulting in images of 0.88 µm/pixel, 0.44 µm/pixel, 0.22 µm/pixel and 0.11 µm/pixel, respectively.

The LSM 800 is a confocal and petrographic microscope in one. In confocal mode, it is able to create 2D and 3D fluorescence images down to 200 nm. Four illumination wavelengths, 405 nm, 488 nm, 561 nm, and 640 nm are achieved via diode lasers. Since the thin section epoxy penetrates only the connected porosity in a rock, an excellent model of the pore network of a rock is created when imaging in 3D.

СТЕНДОВАЯ СЕКЦИЯ

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ДВИНСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ

Т.Н.Алексеева

ИОРАН, Москва, e-mail: tania@blackout.ru

В рамках исследований по программе «Система Белого моря» (руководитель – академик А.П.Лисицын) была изучена фракционная структура донных осадков поверхностного слоя Двинского залива Белого моря. В задачи данной работы входило обработка и интерпретация гранулометрического анализа с целью получения уточненных данных о составе и строении поверхностных отложений Двинского залива.

Гранулометрический анализ – важный инструмент в познании седиментационных процессов. Результаты его позволяют охарактеризовать фракционный состав осадка, сделать выводы о генезисе и осадконакоплении. Гранулометрический анализ следует рассматривать в качестве вспомогательного метода выявления генезиса отложений, дополняющего сведения о вещественном составе и условиях седиментации. Работы проводились практически по всей акватории Двинского залива, в местах с различными скоростями осадконакопления, а также в пределах авандельты и приустьевого взморья реки Сев. Двина. Осадки были получены в рейсах НИС «Эколог» в 2012 и 2014 гг., НИС «Акванавт» в 2006, в 49-м и 55-м рейсах НИС «Профессор Штокман». Отбор проб донных осадков проводился с помощью бокскорера Экмана площадью сбора 400 $см^2$ производства KC Denmark A/S (Дания) сотрудниками Лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН). Гранулометрический состав определялся в Аналитической лаборатории ИО РАН по методике Петелина [1]. Выделение литологических типов осадков проводилось по принципу процентного содержания основных гранулометрических фракций [2].

Белое море – полузамкнутый бассейн. Двинский залив находится в восточной части моря и является продолжением Бассейна на юго-восток. Современная обстановка седиментогенеза Двинского залива характеризуется высокими приливами, полностью замерзает в холодное время года, поступающий в море седиментационный материал имеет аллювиальное и абразивное происхождение [3].

Рельеф дна Двинского залива, выровненный с незначительными изменениями глубин моря в пределах 1–1.5 метров. Присутствуют формы динамической аккумуляции – песчаные волны, ленты, гряды в неконтрастном проявлении, а также формы эрозионного происхождения – ложбины стоковых и приливоотливных течений. Максимальная глубина в

северной части более 100 м. С приближением к берегам глубины постепенно уменьшаются. Наиболее приглубленными являются юго-западный и северо-восточный берега. Вершина залива менее глубоководна. Берега залива просты по конфигурации и сложены моренными образованиями. Питание акватории залива осуществляется за счет терригенного аллювиального выноса Сев. Двины, абразии берегов и дна, материалов биогенного происхождения, а также за счет ледового разноса. Залив характеризуется четко выраженными приливно-отливными течениями, а также постоянными течениями, направленными к югу вдоль Летнего берега, и к северу вдоль Зимнего берега [4].

В центральной части Двинского залива преобладают пелитовые илы. Высокое содержание пелитовой фракции обычно тяготеет к глубоководным районам, образуя во впадинах залива обширную область. Такие области наблюдаются в срединной части Двинского залива и на границе Бассейн – Двинский залив, где гидродинамический режим ослаблен. Осадконакопление пелитовых частиц происходит в районах с наименьшей скоростью течении, происходит медленное и постоянное перемешивание водных масс, образуется собственная внутренняя циркуляция. Обширные области глинистых осадков объясняют накапливание большего количества тонкой взвеси в центре этих циркуляций. Содержание пелитовых частиц часто превышает 90%, а медианный диаметр (Md) составляет менее 0.007 мм, сортировка плохая.

В приустьевой части реки Сев. Двина и вдоль Летнего берега преобладают песчаные поверхностные донные осадки, преимущественно аллювиально-морского генезиса. Вдоль Зимнего берега преобладают преимущественно алевритово-глинистые илы. Объемная концентрация взвеси в Двинском заливе колеблется от 0.5 мм^3/л в центральной части до 1 мм^3/л у побережий, причем вдоль Зимнего берега шлейф мутных вод гораздо шире [5]. Мелкозернистые отсортированные пески встречаются на мелководных участках залива вблизи берегов, здесь наблюдаются интенсивные течения, связанные с общей циркуляцией вод Белого моря. Вдоль берегов, мористее располагаются мелкозернистые алевритистые пески. Наблюдается преобладание песчаных и алевритовых фракций, а медианный диаметр (Md) составляет 0.5–0.007 мм, сортировка хорошая. Алевриты, как правило, накапливаются на склонах, исключение составляют приустьевые районы. Район дельты Сев. Двины один из немногих в Белом море, где широко развиты типичные алевритовые осадки [6]. Кроме того, на дне Двинского залива встречаются алевритовые осадки сложного состава (ст. 4693). Осадки такого типа включают полный спектр основных фракций в объеме, не превышающем 50% отдельно взятой фракции. Классическим примером таких осадков является ст. 4693 (песок – 32.70%, алеврит – 47.30%, пелит – 20%).

Гравийный и галечный материал встречается в осадках Двинского залива в виде примеси, рассеянной по всей акватории залива, в незначительном количестве, не превышая первых процентов. Такой характер распространения, по-видимому, связан с ледовым разносом.

Процессы осадконакопления в Двинском заливе происходят по двум независимым направлениям. С одной стороны, распределение осадочного материала происходит по гидравлической крупности, а именно, наблюдается уменьшение размерности осадка с глубиной. С другой стороны на процессы механической дифференциации влияют такие природные факторы как гидродинамика, характер рельефа, влияние реки, ледовый разнос.

Автор благодарна академику А.П. Лисицыну за поддержку и ценные советы и участникам экспедиций, предоставившим пробы. Обработка проб выполнена при финансовой поддержке Программы 44 фундаментальных исследований Президиума РАН (проект “Седиментологические и биогеохимические исследования …”).

Литература:

1. *Петелин В.П*. Новый метод водно-механического анализа морских осадков // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. С. 144-148.

2. *Безруков П.Л., Лисицын А.П*. Классификация осадков современных морских водоемов. Труды Ин-та океанологии АН СССР. Т. 32, 1960.

3. *Павлидис Ю.А., Ионин С.А., Щербаков Ф.Ф., Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л*. Арктический шельф. Познечетвертичная история как основа прогноза развития М.«ГЕОС», 1998

4. *Белая Т.И., Федоров В.Д.* Гидродинамические и гидрохимические особенности Белого моря как условия, определяющие уровень его первичной продукции // В кн.: Комплексные исследования природы океана, №3, Изд-во МГУ, 1972.

5. *Кравчишина М.Д., Лисицын А.П., Клювиткин А.А., Новигатский А.Н., Политова Н.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П.* СИСТЕМА БЕЛОГО МОРЯ. Том III. Распределение массовых концентраций взвеси в поверхностном слое.

6. *Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калиненко В.В.* Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене М.«Наука», 1977, 236.

ТЕКСТУРА КОНУС В КОНУСЕ В ТЕРРИГЕННОЙ ТОЛЩЕ ВЕРХНЕДЕВОНСКОЙ КОДИНСКОЙ СВИТЫ НА ВОСТОКЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

Л.В. Бадида, Г.А. Мизенс, О.Ю. Мельничук

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург,

e-mail: mizens@igg.uran.ru

Впервые в составе верхнедевонской терригенной толщи Среднего Урала описаны текстуры конус в конусе. Приведены их морфо-структурные характеристики, данные рентгено-фазового и термического анализов. Обосновано происхождение этих текстур.

В составе верхнефранской кодинской свиты[6, 8] текстуры конус в конусе описаны впервые. Они приурочены к линзовидным конкрециям известняков в песчано-глинистых пачках в средней части разреза. Мощности карбонатных конкреций, с которыми связаны рассматриваемые текстуры, редко превышают 10 см, их протяженность от нескольких сантиметров до 5–6 метров. Текстура конус в конусе приурочена к слойку карбонатного вещества, который покрывает и/или подстилает конкрецию, или (в единичных случаях) окружает ее. Высота конусов чаще всего не превышает 3–5 см, все они остроугольные – 15–20° до 30° (редко меньше), и всегда направлены вершинами к конкреции. На внешней поверхности слойка чаще всего прослеживаются концентрически зональные узоры оснований конусов. В некоторых случаях, можно наблюдать переход от афанитовой части конкреции к зародышам конусов в виде микрошарообразной текстуры. Иногда на контакте отдельных конусов видна своеобразная «пила», подчеркнутая глинистым веществом. Такие образования описаны в литературе [5] как микроструктуры давления, обусловленные весьма совершенной спайностью кальцита и связанные с более поздними процессами.

Исследования фазово-минерального состава конкреций и слоя с конусами с помощью термического и рентгенофазового анализов показали, что в конусах содержание кальцита более высокое (возможно с примесью доломита и анкерита), чем в самих конкрециях, соответственно 64–79% и 16–22%. Следовательно, именно карбонатное составляющее конкреций могло стать источником вещества для образования кальцита конусов.

В.Г. Колокольцевым [5] был выполнен анализ существующих моделей образования таких текстур. При этом он их объединил в 4 группы: 1) литостатического давления и растворения У. Тарра, 2) газовая Дж. Юнга, 3) кристаллизационная Г. Сорби, 4) седиментационная В. Шауб. Наибольшей популярностью в настоящее время пользуется первая. Все упомянутые гипотезы, по словам В.Г. Колокольцева, эволюционировали, уточнялись и разветвлялись. При этом сам он предлагает обобщенный – флюидно-конвективный метасоматический механизм, который, по его мнению, является развитием

газовой гипотезы Дж. Юнга. Таким образом, В.Г. Колокольцев приходит к выводу, что морфология рассматриваемых текстур обусловлена термодинамикой флюидов и физико-механическими особенностями флюидопроводников.

Для того, чтобы упомянутая модель работала, необходимы особые условия динамики минералообразующей среды. Как известно, в любой жидкости при критическом значении вертикального градиента температуры возникает тепловая конвекция – движение жидкости перестает быть беспорядочным и возникают «конвективные структуры» по типу «вихрей Бенара» [5]. Разница температур, необходимая для данного процесса, создается в ходе формирования конкреций, возле которых и развиваются конусы. Соответственно, в зависимости от того, является ли процесс экзо- или эндотермической, в сторону конкреции будут направлены либо основания, либо вершины конусов. Для примера В.Г. Колокольцев рассматривает фосфоритовую конкрецию из черных сланцев, где основания конусов направлены в сторону этой конкреции. Но по законам образования «вихрей», основания конусов должны быть ориентированы всегда в сторону более низких температур, следовательно, процесс образования конкреций имел эндотермическую направленность. Термодинамика образования карбонатных конкреций должна быть такой же, однако, изученные нами конусы направлены в противоположную сторону, где вершины конусов четко прослеживаются благодаря присутствию глинистого материала.

В последнее время развитие получила еще одна точка зрения [7], в которой, тем не менее, тоже прослеживается влияние флюидов. Авторы этой модели предполагают, что образование текстур конус в конусе связано с расщепленным ростом кристаллов кальцита либо на стадии осадкообразования, либо в раннем диагенезе. Одной из главных причин такого расщепления является присутствие в среде кристаллизации механических примесей, соизмеримых с толщиной слоев нарастания вещества кристалла [1]. М.А. Тугарова [7] предполагает, что формирование конусов происходит вокруг альго-бактериальных построек, образованных сложными сообществами различных водорослей и микроорганизмов, и может рассматриваться как процесс биохимического осаждения кальцита, контролируемый наличием бикарбонатов в осадкообразующей среде и биологических факторов – обызвесткования и извлечения CO_2 в ходе фотосинтеза.

Для окончательного разрешения вопроса об условиях формирования рассматриваемых текстур в разрезе кодинской свиты требуется дополнительное изучение. Имеющиеся на сегодня данные позволяют предполагать, что модель, предложенная М.А. Тугаровой [7] наиболее правдоподобна. По ее мнению, толчком для расщепления кристаллов кальцита служит присутствие микроорганизмов, по аналогии с механической примесью. Механизм расщепления кристаллов за счет такой примеси известен, например [3]. В то же

время некоторые другие авторы [2, 4] полагают, что расщеплению способствует быстрая кристаллизация из сильно пересыщенного раствора, соответственно, присутствие примесей – это следствие быстрого роста и захвата чужеродного материала.

Некоторая примесь терригенного материала наблюдается и в составе вещества конусов кодинской свиты. Однако, при микроскопическом изучении незаметно, что терригенные зерна связаны с циклами расщепления, они скорее "поглощены" растущими кристаллами кальцита. К тому же, для создания подходящих условий для быстрого роста кристаллов из пересыщенного раствора, достаточно спада давления и температуры [2], что могло быть связано с формированием конкреций и, соответственно, частичным разуплотнением вещества вокруг них. На существование неких ослабленных зон, благоприятных для распространения флюидов вокруг конкреций, указывает и присутствующая местами пиритизация. Вероятно, кристаллизация конусов в составе кодинской свиты носила характер расщепления "изнутри индивида". Данный тип кристаллизации свойственен минералам, обладающим совершенной спайностью, когда "происходит прогрессирующая "расклинка" пластин в индивиде, ограниченных плоскостями спайности" [2, с.118]. Чаще всего это явление имеет место только в начале кристаллизации, в данном случае, процесс однако не остановился. Расщепление кристаллов кальцита, с увеличением количества индивидов и увеличением угла расщепления между ними, по-видимому, продолжалось.

Литература:

1. *Гликин А.Э.* Полиминерально-метасоматический кристаллогенез. – С-Пб.: изд-во Журнал "Нева", 2004. 320 с.
2. *Григорьев Д.П., Жабин А.Г.* Онтогения минералов (индивиды). – М.: изд-во Наука, 1975. 340 с.
3. *Дымков Ю.М.* Природа урановой смоляной руды. – М.: Атомиздат, 1973. 240 с.
4. *Кантор Б.З.* Минерал рассказывает о себе. – М.: Недра, 1985. 135 с.
5. *Колокольцев В.Г.* Текстура Cone-in-cone и ее происхождение // Литология и полезные ископаемые, 2002, №6. С. 612–627.
6. *Наседкина В.А., Зенкова Г.Г.* Биостратиграфия верхнего девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала / Под ред. К.К. Золоева и Н.Я. Анцыгина. – Екатеринбург: Минприроды РФ, Комприроды Свердл. обл., ОАО УГСЭ, 1999. С. 51–74.
7. *Тугарова М.А.* Микробиолиты триаса архипелага Шпицберген / Труды ВНИИОкеангеология. Т. 227. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2014. 198 с.
8. *Чувашов Б.И., Анфимов А.Л.* Карбонатно-терригенные отложения разреза Кодинка – Щербаково – опорный разрез верхнего девона бассейна р. Исеть (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2007. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 88–97.

ИЗМЕНЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СОВРЕМЕННОГО РУСЛОВОГО АЛЛЮВИЯ НА Р. ЛЕНА

О.А. Борсук

МГУ, Москва, Россия, e-mail: borsuko39@gmail.com

На протяжении более 3000 км на р. Лене прослежены изменения крупности петрографического состава и окатанности аллювия. Выявлена роль притоков формирования аллювия, показана связь типов русла с особенностями распределения аллювия по отдельным рукавам р. Лена.

Для равнинных рек тенденция измельчения аллювия вниз по течению реки прослеживается слабее, чем для горных и полугорных рек. Колебания крупности аллювия, петрографического состава, окатанности в русле определяется тремя основными факторами: 1) изменением от истока к устью уклонов и средней скорости потока, т.е. гидравлической сортировкой наносов; 2) измельчением частиц аллювия в процессе его перемещения; 3) характером поступающего в русло материала. Два первых фактора определяются характеристиками потока, третий – привносом обломков из притоков и с бортов долины. Роль поступающего со склонов долины обломочного материала невелика, т.к. общая протяжённость бортов долины даже крупнейших рек мира не превышает 5000 – 10000 км. Привнос материала из всей русловой сети бассейна составит 99 и более процентов, т.к. длина русловой сети крупных рек измеряется миллионами километров.

Борта долины р. Лена на всём протяжении от Осетрово до устья сложены в основном осадочными комплексами палеозойского возраста, ниже – мезозойского, среди которых резко преобладают карбонатные образования. Местами вскрываются изверженные породы, внедряющиеся в осадочные породы в виде даек или пластовых интрузий. Песчаные породы более характерны для верхней, а карбонатные – для средней Лены. В Нижнеалданской впадине и Предверхоянском краевом прогибе огромные площади заняты слабо литифицированными верхнемезозойскими песчаниками, и только на придельтовом участке и по правому водораздельному борту р. Лены выходят плотные мезозойские, а у Кюсюра и ниже палеозойские и более древние породы.

Ниже представлены результаты исследования руслового аллювия на такой крупной реке, как Лена. В её верхнем течении в районе Качуги, где русло близко к полугорному типу, преимущественно распространён валунно-галечный аллювий. Ниже по течению он последовательно сменяется гравийно-песчаным (Ленские Столбы) и песчаным на участке Покровск – Жиганск (нижнее течение). В Ленской трубе русло галечное. Значительную роль в формировании руслового аллювия играют притоки, вынося более крупный материал в

стволовую реку. Морфология долины – сужения и расширения также создают колебания в крупности аллювия, что показано в работе О.А. Борсука, Р.В. Лодиной, Р.С. Чалова [2]. В дельте аллювий представлен песчаным и иловато-песчаным материалом.

Крупность аллювия испытывает постоянные колебания в зависимости от сужений и расширений – как бы пульсирует благодаря неравномерному в этих условиях движению потока, сопровождаемому явлениями гидравлического подпора и спада. В результате изменение крупности аллювия по длине реки может быть выявлено лишь на участках очень большой протяженности (до нескольких сотен и даже тысяч километров). Кроме того, большое значение имеет смена литологических комплексов пород по длине реки, впадение притоков, приносящих более крупный материал или увеличивающих транспортирующую способность потока. По гидравлическому режиму и особенностям переноса аллювия сужения и расширения долины могут быть сопоставимы с плесами и перекатами равнинных рек. Различны и связи медианного размера аллювия и уклонов. Крупные пойменные расширения характеризуются уменьшением средневзвешенного диаметра в 2-2.5 раза, что связано со снижением удельных руслоформирующих расходов воды. В пределах каждого крупного расширения дна долины хорошо прослеживается изменение крупности донных осадков от начала расширения к его концу, т.е. от зоны гидравлического спада к зоне подпора. В конце расширения крупность аллювия в русле минимальная, что связано с возникающим здесь подпором от следующего сужения.

Для участков со сравнительно однородным геологическим строением долины и русла установлена четкая обратная связь средневзвешенного диаметра наносов со средней шириной русла в пределах пойменных бровок [2].

На средней и верхней Лене на сотни километров тянутся берега, сложенные известняками, мергелями и другими карбонатными осадками [1]. Но в русле среди галек, слагающих прирусловые отмели, можно обнаружить только единичные обломки, представленные известняками. Если же рассматривать весь петрографический спектр, то легко заметить, что в процессе транзита галечного материала в русле в нем увеличивается относительное количество устойчивых к абразивному истиранию нехрупких горных пород – кварц, кремний, халцедон, ряд эффузивных разностей. Граниты и гнейсы разрушаются достаточно быстро и уже через 300 – 700 километров исчезают почти полностью из петрографического спектра. На верхней Лене (на участке порта Осетрово-Киренск) неустойчивые в транзите местные породы истираются столь быстро, что в спектре остаются только окремнелые разности известняков и кварцы. Река Киренга привносит в русло Лены мощный поток галечного материала, среди которого преобладают порфиры и порфириты.

После сужения в районе Ленских щек в аллювии появляются местные породы, слагающие берега долины, хотя их значение относительно невелико. Река Витим приносит большое количество метаморфических (гнейсы, кварциты) и изверженных (граниты, диориты) пород, что влечет за собой уменьшение доли диорит-порфиритов и увеличение процента галек, представленных гранитами и диоритами. В районе впадения рек Нюи и Джербы происходит увеличение известняков за счет поступления в русло материала из двух больших притоков. Река Олекма поставляет в Лену метаморфические и изверженные породы, слагающие большую площадь ее бассейна. На участке ниже впадения р. Мархи начинает возрастать доля местных пород – известняков, слагающих левый борт долины; кроме того, накопление известняков связано с возрастанием доли материала, приносимого на отмели льдом.

Впадение Алдана – одного из самых крупных притоков нижней Лены ощущается в изменении многих характеристик аллювия. Правобережные рукава в узле слияния р. Лены с Алданом – прежде всего Синцовая протока – представлены галечно-гравийно-песчаным аллювием, а левобережные – Турий Взвод и другие – песчаным. Петрографический спектр в правобережных протоках на 90-95% состоит из пород верхоянского комплекса – песчаников, алевро-пелитов, алевролитов и только 10% и менее в нем составляют породы, принесенные из верховьев р. Алдан, т.е. с Алданского щита. В нижнем течении Лены, практически вплоть до приустьевого участка - Ленской трубы, вдоль правого борта часты появления галечников, как правило, приуроченных к участкам впадения ряда притоков, по которым в прошлом подходил фронт оледенения. Такие речки как Чочума, Лямпушка, Натара, Джорджан и другие вносят в Лену галечно-гравийный материал, зачастую образующий мощные конусы выноса. Полоса галечного аллювия вдоль правого – верхоянского - берега имеет ширину в первые сотни метров до 1.5-2.0 км при ширине русла в 10-15 км. По составу это преимущественно галечники, слагаемые породами верхоянского комплекса – песчаниками, алевролитами, сланцами. Но только начинающееся выше с. Кюсюра сужение долины приводит к возрастанию роли галечного материала в составе руслового аллювия. Это сопровождается и некоторым увеличением в нем доли местных древних метаморфических пород (в первую очередь палеозойских). На крупных реках, разветвленных на рукава, влияние протоков захватывает обычно не вск русло, алишь те рукава и протоки, которые непосредственно прилегают к устью притока. Отсюда различия в крупности и минералого-петрографическом составе аллювия у правого и левого бортов реки [3]. Такое же воздействие оказывают крутые и высокие борта долин или уступы хребтов, подходящие непосредственно к реке. Вдоль их подошвы формируется шлейф из обломочного материала шириной в десятки, редко первые сотни метров. Такая картина наблюдается у подошвы Орулгинского

хребта в районе устья р. Вилюй, что характерно для всех антицедентных участков долин (Ленские щеки, Ленская труба).

На крупных равнинных реках , имеющих направление течения с юга на север, часто наблюдаются явления ледяных заторов. Они хорошо изучены на Северной Двине, Оби, Лене. Крупные ледяные заторы срабатывают как временные плотины. В русле реки Лена хорошим показателем заторов могут быть и огрудки галечного материала на побочных и осередках, возникающих в результате таяния севших на мель льдин. Характерно для мест ледяных заторов и большое количество слабоустойчивых в транзите пород – известняков, меловых песчаников на нижней Лене. Как правило, эти обломочные частицы бывают плохо окатаны. Большие скопления слабоустойчивых пород в русле рек и укрупнение аллювия – показатель ледяных заторов.

Осредненный по крупным участкам русла коэффициент вариации крупности аллювия меняется вниз по течению от 0.30 до 0.10-0.12.

В целом окатанность по длине р. Лены возрастает от 2 баллов до 2.5 - 2.7 балла в Ленской трубе, что вполне объяснимо увеличением транспортирующей силы потока.

Для реки Лены на описанном участке главными факторами, определяющими изменение характеристик аллювия, являются: впадение притоков, морфология долины (ее сужения и расширения), литология пород, слагающих бассейн реи, а также, в меньшей степени, перемыв Леной более древнего террасового аллювия. Следует отметить и перенос материала льдом, в период ледоходов до 300 км.

Литература:

1. *Борсук О.А., Ена О.Н.* Влияние литосборного бассейна на состав руслового аллювия рек Лены и Алдана. Ж. Геоморфология №3, 1987, с. 56-64.

2. *Борсук О.*А., *Лодина Р.В., Чалов Р.С.* Особенности гранулометрического и петрографического состава современного руслового аллювия и факторы, их определяющие// Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.; Наука, 1978. С. 7-18.

3. *Чалов Р.*С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1, Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.; Изд-во 2008, с. 608.

ГЕОХИМИЯ ПЕРМСКИХ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ОХОТСКОГО МАССИВА

Бяков А.С. [12], Ведерников И.Л.[1]

[1]*СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, e-mail: abiakov@mail.ru*

[2]*СВГУ, Магадан*

На основе обработки данных силикатного рентгенофлуоресцентного анализа и содержания редкоземельных и малых элементов дана геохимическая характеристика пермских вулканитов и вулканогенно-осадочных пород северо-восточного обрамления Охотского массива (Северо-Восток Азии). Подтвержден и уточнен характер проявления вулканической деятельности Охотско-Тайгоносской вулканической дуги, представленный преимущественно кислыми и средними вулканитами нормального ряда. Основной вулканизм проявлялся гораздо реже и зафиксирован в образовании щелочных пород.

Пермские отложения северо-восточного обрамления Охотского массива образуют мощную (до 6 км) осадочную последовательность, представленную преимущественно песчано-глинистыми отложениями с существенной долей синхронного пирокластического материала [1]. Летом 2013 г. нами было проведено доизучение одного из разрезов, расположенного на правобережье р. Бургагылкан по р. Дружба. Разрез представлен хурэнской, атканской, дружбинской и кулинской свитами общей мощностью около 3,5 км. Ранее нами в шлифах было установлено присутствие во всех стратонах значительного количества вулканогенного материала различного состава. В 2013 г. по всему разрезу было отобрано 94 пробы, из которых проведен силикатный анализ рентгенофлуоресцентным методом (РФА), а в 91 пробах методом ICP MS были проанализированы редкоземельные и малые элементы. Пробы отобраны из нижнее- (9 проб), средне- (8) и верхнехурэнской (30) подсвит, атканской (37 проб, в том числе из крупных включений – 6 проб), дружбинской (3) и кулинской (4) свит. Результаты РФА нанесены на диаграмму «Сумма щелочей – кремнезем» (TAS) (Рисунок 1).

В целом на диаграмме отчетливо могут быть выделены 5 основных кластеров пород. Особенно компактную группу образуют фигуративные точки матрикса диамиктитов атканской свиты, что несколько неожиданно, учитывая их, казалось бы, «мусорную» структуру. Поле этих точек даже не пересекается с другими полями, укладываясь в диапазон 58–65% SiO_2 и 4,5–6,5% суммы щелочей, что, в основном, соответствует нормально-щелочным андезитам и дацитам.

Второй кластер образуют туфоалевролиты и туфоаргиллиты нижне- и верхнехурэнской подсвит и часть туфоалевролитов среднехурэнской подсвиты. Сюда же относятся пепловые туфы атканской свиты. Породы этой группы попадают в поле нормально-щелочных риолитов и дацитов.

Третий кластер представлен туфопесчаниками дружбинской и кулинской свит. Сюда же попадает часть туфоалевролитов и туфоаргиллитов средне- и верхнехурэнской подсвит. По своему химическому составу они относятся преимущественно к полю нормально-щелочных андезитов и андезибазальтов.

Четвертый кластер представлен рыхлыми пепловыми (?) туфами из хурэнской, дружбинской и кулинской свит. Его фигуративные точки попадают в поле трахиандезитов и трахибазальтов и являются как бы связующими между первыми тремя кластерами и следующим, пятым, положение которого наиболее интересно. Однако нужно иметь в виду, что вследствие сильной выветрелости пород данного кластера первичные соотношения основных окислов в них могут быть несколько иными.

Положение фигуративных точек пятого кластера – крупных включений из атканской свиты, довольно компактно легло на стыке полей щелочных базальтов, фонотефритов и трахиандезибазальтов, таким образом, значительно отличаясь по своему составу от остальных пермских пород. Здесь следует иметь ввиду, что, учитывая значительную вторичную карбонатизацию, результаты анализа этих включений пересчитаны на бескарбонатное вещество, и результат пересчета также вынесен на диаграмму. При этом весь кальций пересчитан в известняк. На диаграмме положение пересчитанных значений показано стрелками. Первичный состав этих пород находится, таким образом, между полученными значениями.

Такое резкое отличие состава между первыми тремя и пятым кластером может быть объяснено их принадлежностью к разным эпизодам вулканической активности Охотско-Тайгоносской вулканической дуги (ОТВД). На неоднократное проявление вулканической деятельности указывают полученные нами датировки туфов, матрикса и самих включений в диамиктитах – в интервале от конца позднего карбона почти до самого конца перми [2, 3, 5].

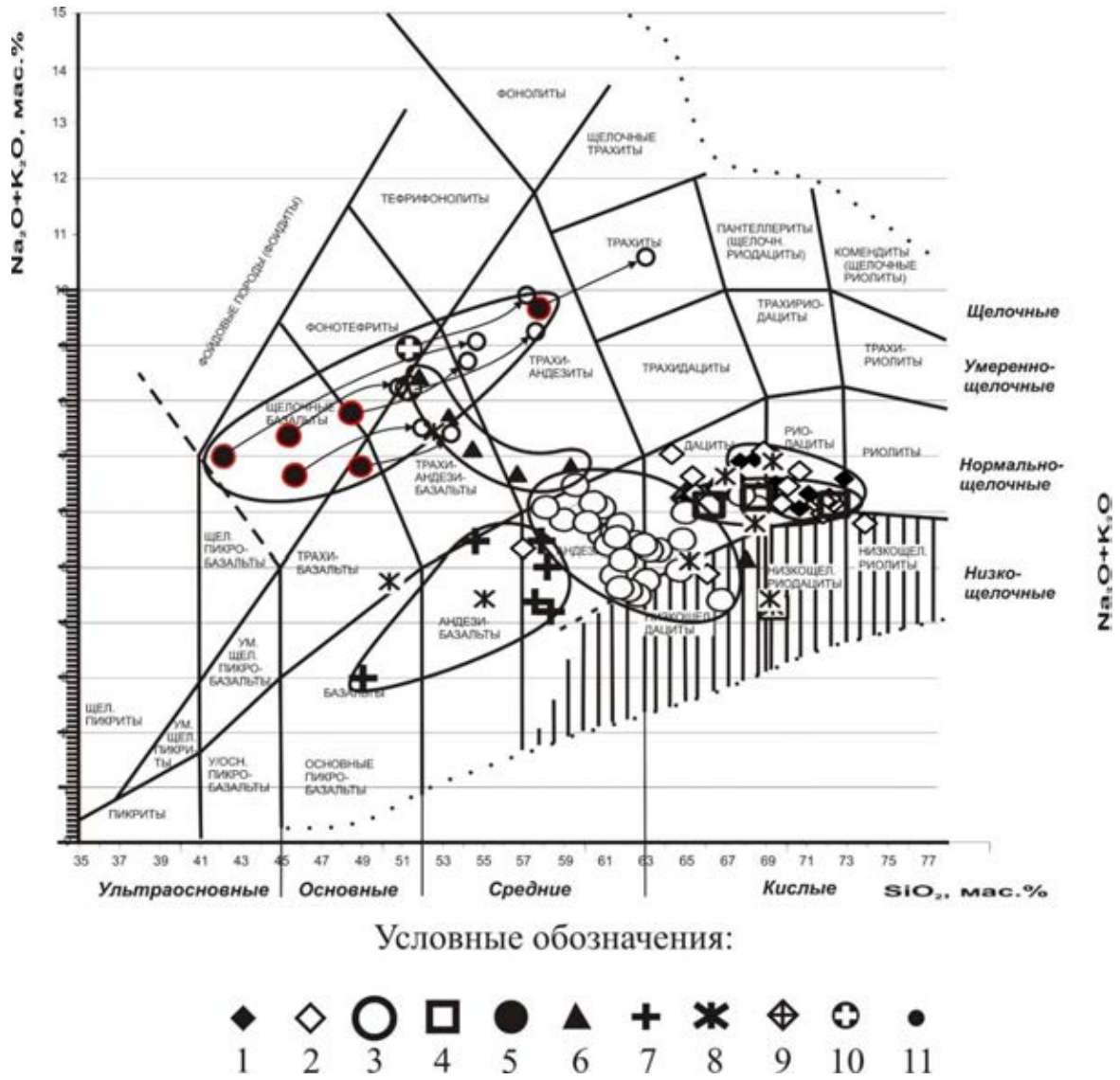
На спайдер-диаграммах, построенных по результатам ICP MS анализов редкоземельных и примесных элементов, видно, что крупные эффузивные включения характеризуются группой разнонаправленных кривых, не укладывающихся в одно семейство. Это может свидетельствовать о различных мантийных источниках, что характерно для зон перехода континент-океан.

На дискриминационных диаграммах Бхатия [4], построенных для выяснения геодинамических обстановок образования вулканитов по соотношениям содержаний РЗЭ в координатах La-Th-Sc, Co-Zr/10-Th, La-Th, фигуративные, точки, характеризующие эти породы, попадают преимущественно в поле вулканитов энсиматических островных дуг.

Таким образом, подтвержден и уточнен характер проявления вулканической деятельности ОТВД, зафиксированный в породах северо-восточного обрамления Охотского

массива. Преимущественно это кислые и средние вулканиты нормального ряда. Основной вулканизм проявлялся гораздо реже и зафиксирован в образовании щелочных пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 14-05-00217.



Условные обозначения:

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

Рисунок 1 - Фигуративные точки пермских вулканитов и вулканогенно-осадочных пород из разреза по р. Дружба на диаграмме TAS

Условные обозначения: 1 – темно-серый туфоалевролит, верхнехурэнская подсвита; 2 – темно-серый туфоаргиллит, нижне- и верхнехурэнская подсвиты; 3 – матрикс диамиктита, атканская свита; 4 – серый пепловый туф, атканская свита; 5 – включения эффузивной породы среднего-основного состава, атканская свита; 6 – рыхлый туф желтовато-серый, все свиты (преимущественно хурэнская); 7 – серый среднезернистый туфопесчаник, кулинская свита; 8 – темно-серый туфоалевролит, нижне- и среднехурэнская подсвиты; 9 – матрикс диамиктита, 10 – включение эффузивной породы из диамиктита, атканская свита, Аян-Юряхский антиклинорий (показаны для сравнения); 11 – включения эффузивной породы, среднего-основного состава, атканская свита (бескарбонатное вещество).

Литература:

1. Бяков А.С. Биостратиграфия пермских отложений Северного Приохотья (Северо-Восток Азии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 47–71.

2. Бяков А. С., Ведерников И. Л., Акинин В. В. Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение //Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. №. 1. С. 14-24.

3. Biakov A.S., Davydov V.I., Schmitz M.D., Akinin V.V., Isbell J.L., Vedernikov I.L., Shpikerman V.I. New data on the age of zircons from the Permian of the North-East Asia (preliminary results) // Каменноугольная и пермская планетарные системы, стратиграфические события, эволюция биоты, седиментационные бассейны и полезные ископаемые: Ежегодная международная стратиграфическая конференция Головкинского, Казань, 20–23 октября 2014 г., Казань: Изд-во Казанского университета, 2014. С. 21–22.

4. Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones //The Journal of Geology. 1983. С. 611-627.

5. Davydov V.I., Biakov A.S., Crowley J., Schmitz M.D., Isbell J.L., Vedernikov I.L. U-Pb zircon age constraints on the Capitanian (Middle Permian) “glacial” deposits of the Atkan Formation in the Ayan-Yuryakh anticlinorium, Magadan province, NE Russia // Gondwana Research (in press).

О РОЛИ ВОЛНОВЫХ И ШТОРМОВЫХ ДВИЖЕНИЙ В ОБРАЗОВАНИИ ВЕРХНЕЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е.Н. Горожанина[1], В.М. Горожанин [1], М.Ю. Митяев[2] З.А. Канипова [1]

[1]Институт геологии УНЦ РАН, г.Уфа, e-mail: gorozhanin@ufaras.ru

[2]Газпромнефть НТЦ, г. Санкт-Петербург

Рассмотрены литологические особенности терригенных алевроглинистых и песчаных верхнеюрских-нижнемеловых отложений, вскрытых скважинами на Северо-Янгтинском и Крайнем месторождениях нефти в Западной Сибири. Показана значительная роль приливно-отливных и штормовых волнений в формировании песчаных пластов.

На основе литофациального изучения разрезов отдельных скважин Северо-Янгтинского и Крайнего месторождений нефти, расположенных в Ноябрьском районе Среднеобской нефтегазоносной области Западно-Сибирской провинции нами проведен анализ особенностей осадконакопления пограничных отложений юры и мела. Вскрытые скважинами верхнеюрские отложения включают васюганскую (20-30м), георгиевскую (1-4м) и баженовскую (20-60м) свиты (пласты $Ю_0$ и $Ю_1$). Перекрывающие их нижнемеловые отложения относятся к сортымской свите (мощностью 450-500м) с ачимовской толщей (130м) в основании (пласты $АЧ_1$, $АЧ_2$) и с прослоями и линзами алевролитов и песчаников (пласты $БС_{11}$ и $БС_{10}$) в верхней части. Предполагается скользящий характер возраста границ стратонов [1,2]. По структуре пород, отражающей динамику водной среды, выделены пять

основных групп. **Группа 1-** песчаники: 1а-массивные 1б- горизонтально слоистые, 1в-косослоистые, 1г- биотурбированные. **Группа 2** – алевролиты: 2а- массивные, 2б- слоистые, 2 в- с конволютными и оползневыми структурами. **Группа 3 –аргиллиты:** 3а-массивные, 2б- с прослойками песчаников. **Группа 4** – полосчатые переслаивающиеся алевролиты, аргиллиты, песчаники (алтерниты по [3]). **Группа 5-** брекчии литокластовые плоско-обломочные с угловатыми обломками аргиллитов песчаном матриксе.

Выявлены диагностические генетические признаки, указывающие на обстановку формирования. В группе песчаников выделены песчаники с горизонтальными сдвоенными слойками приливно-отливной природы (Рисунок 1, (1), песчаники с тонкой косой однонаправленной слоистостью ряби волнений (Рисунок 1, (3), песчаники с мелкой косой слоистостью со срезанием – результат течений (приливно-отливных, вдоль шельфовых). Такие песчаники хорошо отмыты и сортированы, цемент часто отсутствует. Комплекс этих признаков указывает на формирование песчаных тел в мелководно-морской обстановке с влиянием приливно-отливных и волновых движений. Отложения формировались в виде песчаных валов на шельфе. На морскую среду указывают находки члеников криноидей и вертикальные ходы илоедов (типа Scolithos). Верхние контакты песчаных пластов имеют признаки перемыва перед осаждением глинистого материала (Рисунок 1, (3). Характер перехода вверх по разрезу от алевролитов к песчаникам указывает на образование подводного песчаного вала в процессе регрессии. Верхняя часть песчаного бара - гребень с косой и волнистой слоистостью - зона размыва гребня бара в результате волновой деятельности. Глубина моря – менее 30м. В группе алевролитов выделяются: алевролиты массивные – фация шельфа вне зоны волнений и алевролиты с оползневыми и конволютными структурами (Рисунок 1, (2). Структуры разжижения и оползания указывают на процессы в слабо консолидированном осадке на склоне под давлением нагрузки. Они характерны для основания регрессивных циклитов. Отложения с оползневыми структурами описаны как отложения активного подвижного мелководья с влиянием штормов (дистальные темпеститы) [5]. В ачимовской толще алевропесчаные прослои с оползневыми структурами имеют мощность до 3 м. Характерно, что они залегают между пластами горизонтально слоистых песчаников с приливно-отливными сдвоенными слойками. Возможно, это результат действия штормов, взмучивающих неконсолидированные осадки.

В группе аргиллитов выделены аргиллиты массивные темно-серые и черные с остатками аммонитов и стяжениями пирита. Отложения формировались в условиях относительно глубоководной и тиховодной зоны шельфа или бассейна с глубинами свыше 70 м (вне зоны действия штормов). В пластах $Ю_1$-$Ю_0$ (баженовская свита) аргиллиты содержат пропластки карбонатного состава. В группе полосчатых пород выделены

отложения штормовой зоны шельфа – темпеститы [3,4,6]. Отложения сильных штормов на шельфе – проксимальные темпеститы представлены незакономерно и неритмично переслаивающимися песчаниками и аргиллитами (Рисунок 1, (4). Прослои песчаников имеют мощность от 2-3 мм до 5-8см. Контакты резкие, без градационности. Характерна крупная линзовидная слоистость (типа хаммоку) и выклинивание песчаных слойков. Слоистость может быть нарушена биотурбированием. Отложения, которые формировались в условиях удаленной зоны шельфа со слабым влиянием штормов (дистальные темпеститы), представлены тонко-ритмично-слоистыми алевролитами и аргиллитами с элементами градационности, но без следов врезания (Рисунок 1, (5). Это указывает на отложения из взвеси, что сближает дистальные темпеститы с отложениями мутьевых потоков (турбидитов), в которых верхний ритм тонко-градационно-слоистых алевропелитов также формировался из взвеси, образовавшейся над мутьевым потоком. Турбидитовая модель широко привлекается для объяснения ачимовских клиноформ из-за наблюдаемого сходства. Отличием этих темпеститов от турбидитов является наличие крупной косой линзовидной слоистости, косой слоистости ряби волнении, вертикальных ходов илоедов, меньшей мощности отдельных циклитов. В разрезе наблюдается чередование проксимальных и дистальных темпеститов (характерно для пласта $БС_{11}$).

В группе литокластовых брекчий выделяются плоскообломочные брекчии с угловатыми фрагментами темно-серых аргиллитов (Рисунок 1, (6), и брекчии с обломками, деформированными в пластичном состоянии. Генезис брекчий обычно трактуется как выполнение «вреза», или канала [8]. По таким «каналам» реконструируют рукава палеодельты и связывают с ними положение наиболее продуктивных пластов. Однако, формирование подобных пород возможно иным способом. При спокойной седиментации в условиях средних глубин песчаное тело покрывается илисто-глинистой драпировкой, которая быстро литифицируется [9]. Активная гидродинамика (шторм, волновая, приливно-отливная деятельность) может разрушить глиняную драпировку и она будет отлагаться в виде литокластовой брекчии на склонах мигрирующего по шельфовой равнине барового тела и в межбаровых понижениях. Литокластовые брекчии характерны для пластов $БС_{10}$ и $БС_{11}$ и $АЧ_1$, в ачимовской толще мощность их достигает 1 м. Положение их не строго локализовано – они могут залегать и в средней, и верхней части песчаного пласта. В канале дельты следовало бы ожидать градационную сортировку по крупности с залеганием брекчий только в нижней части «вреза». Такие брекчии встречены почти на всех стратиграфических уровнях, за исключением пластов $Ю_0$ и $Ю_1$, образование которых, вероятно, шло ниже базиса волновой активности.

Таким образом, анализ характера слоистости пород и последовательности их напластования показывает, что основным фактором образования песчаных тел в зоне шельфовой равнины является динамика водной среды, связанная с приливно-отливной и штормовой активностью. В области обширной шельфовой равнины под действием волн, штормов и приливно-отливных течений формируется широкая полоса песчаных валов линзовидной формы, незакономерно распределенных по разрезу и латерали. Плоскогалечные аргиллитовые брекчии в песчаниках (внутриформационные брекчии), с нашей точки зрения, отражают не «врезы» или каналы дельты, а активную гидродинамику при формировании песчаных тел барового типа. При повышении уровня моря происходит затопление песчаных валов. На регрессивной стадии зона песчаных валов циклично смещается в сторону моря. Интенсивная регрессия в начале мела способствовала формированию ачимовского клиноформенного комплекса.

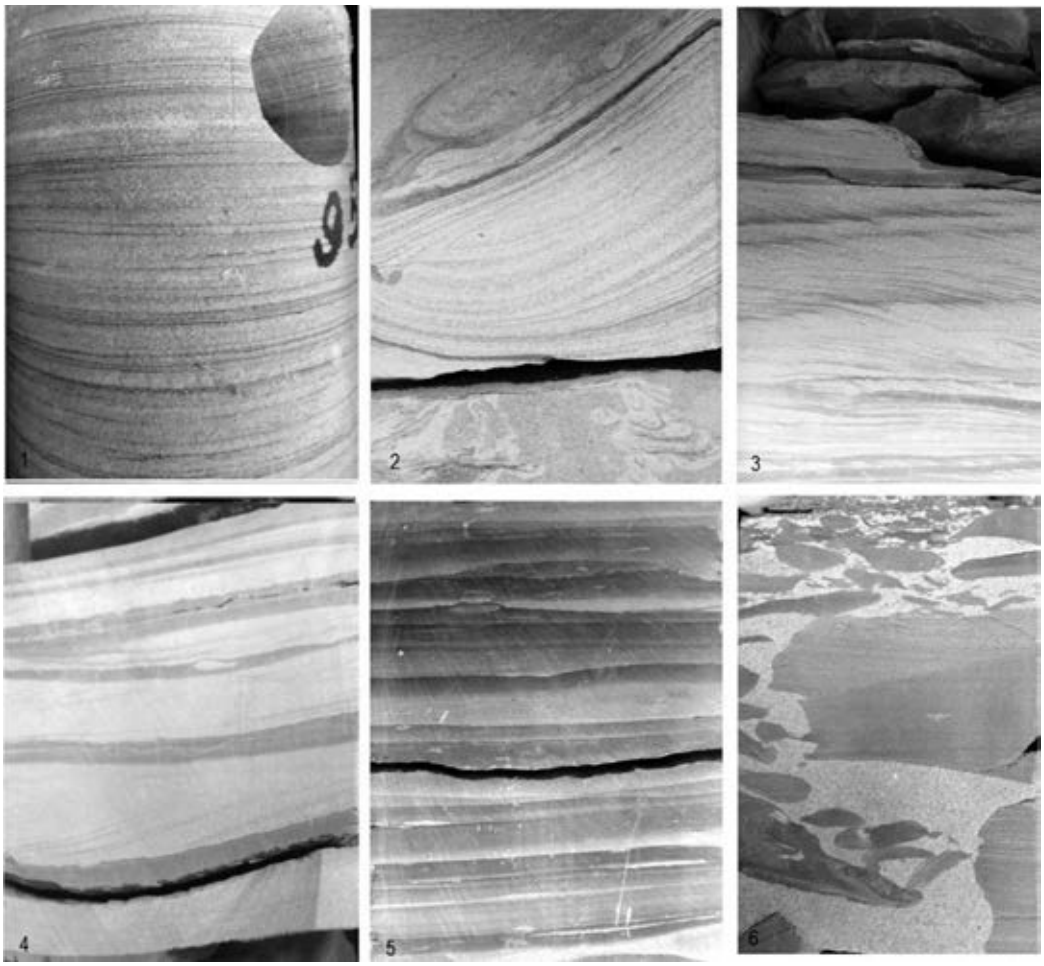


Рисунок 1 - Основные литотипы верхнеюрских и нижнемеловых отложений с признаками приливно-отливных и штормовых волнений: 1 – Песчаник с приливно-отливной слоистостью (mud-cuplets), скв. 315, БС10, 2 – алевропесчаник с оползневой текстурой, скв.22 Крайнее, БС10; 3 – песчаник с косой восходящей слоистостью ряби волнений с размывом перекрытый черным аргиллитом (в кровле бара), скв.320, БС10; 4 – проксимальный темпестит, скв. 322, Ач2; 5 –дистальный темпестит скв.323, Ю1; 6 – литокластовая брекчия скв.322, БС10

Литература:

1. *Гурари Ф. Г.* Строение и условия образования клиноформ Западно-Сибирской плиты (история становления представлений).- Новосибирск: СНИИГГиМС, 2003.- 141 с.

2.*Трушкова Л.Я., Игошкин В.П.,Хафизов Ф.З*. Клиноформы неокома - уникальный тип нефтегазоносных резервуаров Западной Сибири. СПб.: ВНИГРИ, 2011, 125.с

3. *Шишлов С. Б.* Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.:С.-Петерб. горн. ин-т.2010. 276 с.

4. *Дронов А.В.* Штормовая седиментация в нижнеордовикских карбонатно-терригенных отложениях окрестностей Санкт-Петербурга. Бюлл. МОИП, отд.геол. 1998, т.73, вып.2, с. 43-51

5. *Алексеев В. П.* Внутриформационные конгломераты – специфика и значимость // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всерос. совещание. СПб.: ООО «Изд-во ЛЕМА», 2011. С. 20-22.

6. *Барабошкин Е.Ю.* Практическая седиментология (Терригенные коллектора). Томск, ЦППС НД ТПУ, 2007, 154 с.

7. *Igoshkin V., Dolson J., Sidarov D., Bakuev O., Herbert R.* New Interpretations of the Evolution of the West Siberian Basin, Russia: Implications for Exploration (AAPG, Search and Discovery Article #10161 (2008)

8. *Dolson J., Pemberton S. G., Hafizov S., Bratkova V., Volfovich E., Averyanova I. Giant* Incised Valley Fill and Shoreface Ravinement Traps, Urna, Ust-Teguss and Tyamskaya Field Areas, Southern West Siberian Basin, Russia // AAPG Annual Convention and Exhibition, Houston, Texas, April 6-9, 2014 (Search and Discovery Article #10634)

9. *Wood J. M., O'Connell Sh.C., Robinson S. P.* Erosional Tidal Ridges in the Bakken Formation (Late Devonian-Early Mississippian), Southwestern Saskatchewan, Canada. AAPG Annual Convention and Exhibition, Calgary, Alberta, Canada, June 19-22, 2005 (AAPG, Search and Discovery Article #50901)

КОМПЛЕКСЫ МИКРОФОССИЛИЙ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ И СЕВЕРО-ВОСТОКА ПРЕДПАТОМСКОГО ПРОГИБА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Горшков Д.А.

МГУ, геологический факультет, Москва, e-mail: paleo-gorshkov@mail.ru

В данной работе сопоставляются вендские микрофоссилии южного склона Байкитской антеклизы и Нохтуйского разреза (Предпатомский прогиб) с комплексом характерных ископаемых микробиот юдомского горизонта юга Средней Сибири, который включает в себя остатки разнообразных цианобактерий и форм неопределенного таксономического положения (Vesicularia, Obruchevella, Glomovertella, Oscillatoriopsis, Tinnajaphyton, Fustularia).

За исключением единичных упоминаний [4, 5, 6, 7], данные по микрофоссилиям (МФ) докембрия южного склона Байкитской антеклизы и смежных регионов отсутствуют. Сибирский кратон характеризуется сложным блоковым строением, что обуславливает быструю смену структурно-фациальных зон и сложность их корреляции между собой. Этот

факт осложняется отсутствием или недостаточным количеством палеонтологических данных, как в обнажениях, так и в керне скважин. Поэтому задача сопоставления на межрегиональном уровне разреза юго-западной части Восточной Сибири с наиболее палеонтологически представительным опорным разрезом Патомского нагорья (с выявлением общих событийных биотических уровней) особенно актуальна.

По используемой схеме структурно-фациального районирования [3], южный склон Байкитской антеклизы и Катангская седловина объединяются в единый Катангский структурно-фациальный район (СФР). Рассматриваемый район включает территории развития непского, тирского и даниловского горизонтов [9]. Непский горизонт представлен ванаварской свитой, тирский - оскобинской, нижнеданиловский подгоризонт - катангской, среднеданиловский - собинской и верхнеданиловский - тэтэрской свитами.

При рассмотрении стратиграфии Катангского СФР использован керн скважин лицензионных участков ОАО «Газпром», отобранный в 2010-2011 гг. – Оморинская-12, Оморинская -17, Платоновская-3 и Салаирская-2. Они вскрывают отложения рифея, венда и различные подразделения палеозоя. Характеристика отложений венда приводится на основании подробного описания кернового материала скважин, анализа комплексов МФ и обобщения большого количества опубликованных работ.

На ритмично переслаивающихся красно-бурых и серых терригенных отложениях пелито-алевро-псаммитового состава верхневанаварской свиты залегают породы оскобинской свиты, в которой выделяются три основные толщи: первая толща представлена сероцветными доломитами с многочисленными включениями ангидритов, прослоями алевролитов и аргиллитов, а также линзами кремней; вторая – переслаиванием серых аргиллитов, алевролитов и песчаников, местами ангидритизированных; третья – переслаиванием серых доломитов с частыми включениями ангидритов и с терригенной составляющей в разных соотношениях. Общая мощность оскобинской свиты изменяется от 60 до 110 м. Из отложений нижней ее части автором были отобраны 72 образца доломит-ангидритов с линзами кремней, из которых сделаны шлифы. В 34 отмечены два комплекса ископаемых микробиот.

На северо-восточном обрамлении Предпатомского прогиба выделяется Витимо-Чарская структурно-фациальная зона (СФЗ). Здесь распространены дальнетайгинский, жуинский и юдомский горизонты. Первый включает в себя отложения, соответствующие большепатомской (джемкуканской), баракунской и валюхтинской (с ее фациальными аналогами – уринской и каланчевской на севере СФЗ) свитам; второй – никольской и ченчинской; третий – жербинской и тинновской соответственно. По берегам среднего течения р. Лена и ее притоков, обнажаются породы всех свит венда. Наиболее

показательным для верхней части жуинского и юдомского горизонтов является Нохтуйский разрез, располагающийся напротив устья р. Малый Патом.

В жербинской, мощностью более 300 м, которая с размывом залегает на строматолитовых карбонатах ченченской свиты, можно выделить две части: первая представлена серо-бежевыми песчаниками с подчиненными прослоями аргиллитов; вторая – преимущественно темноцветными породами смешанного состава – битуминозными известняками и песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и мергелями, переходящими выше в серые глинистые доломиты с линзами кремней. Тинновская свита сложена в основном переслаиванием сероцветных брекчированных доломитов, известняков и серо-зеленых терригенных пород пелито-алевритового состава, с несколькими уровнями линз и прослоев кремней. В верхней части жербинской (тирбесская пачка) и тинновской свит, в доломитах были отобраны 26 образцов кремней и окремненных пород для изготовления шлифов. Из них исследовались 17, содержащие МФ.

В результате проведенных исследований установлено, что первый обнаруженный комплекс из оскобинской свиты южного склона Байкитской антеклизы и МФ из отложений Нохтуйского разреза, содержащие остатки разнообразных цианобактерий и форм неопределенного таксономического положения, соответствуют хорошо распознаваемому комплексу микробиот из нижней части юдомского горизонта юга Средней Сибири. Этот факт также подтверждается рядом публикаций, посвященных данному комплексу [1, 2, 8, 10, 11]. Он представлен большим количеством сферических форм (акритарх) (Vesicularia), а также прокариотическими нитчатыми (Obruchevella, Glomovertella, Oscillatoriopsis, Tinnajaphyton, Fustularia), коккоидными остатками (Myxococcoides) и другими более сложноустроенными МФ. Во втором комплексе, в отличие от первого, отсутствуют крупные Tinnajaphyton, Vesicularia и др., но появляются в большем количестве мелкие представители Obruchevella, а также Coniunctiophycus, Myxococcoides.

Литература:

1. Колосов П.Н. Верхнедокембрийские палеоальгологические остатки Сибирской платформы. М.: Наука, 1982. 93 с.

2. Кочнев Б. Б., Карлова Г.А. Новые данные по биостратиграфиинемакит-далдынского яруса венда юга Сибирскойплатформы // Стратиграфия. Геол. корреляция.Т. 18, № 5,2010. С. 28-41.

3. Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б., Ефимов А.О., Карлова Г.А. Килина Л.И. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Гео. 2005. С. 9-11, 37-39, 249-272.

4. Наговицин К.Е. Окремненные микробиоты верхнего рифея Енисейского кряжа (Восточная Сибирь) // Новости палеонтологии и стратиграфии: прил. к журн. Геология и геофизика. Т. 41, 2/3, 2000. С. 7-31.

5. Наговицин К.Е. Микрофоссилии и стратиграфия верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск. 2001.

6. *Наговицин К.Е., Кочнев Б.Б.* Палеоэкология микробиальных сообществ ванаварской свиты венда Катангской седловины (внутренние районы Сибирской платформы) // Строение литосферы и геодинамики: Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции. 2007. С. 90-91.

7. Наговицин К.Е., Кочнев Б.Б. Микрофоссилии и биофации вендской ископаемой биоты юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, т. 56, № 4, 2015. С. 748—760.

8. Рейтлингер Е.А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 62 с.

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

10. Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А. и др. Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геологияи геофизика. Т. 45,2004. С. 465-484.

11. Якшин М.С. Водорослевые микрофоссилии из опорного разреза Патомского нагорья (Сибирская платформа) // Новости палеонтологии и стратиграфии: прил. к журн. Геология и геофизика. Т. 43, вып. 5, 2002. С. 12-31.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ СРЕДНЕЮРСКИХ КРИНОИДНЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Н.В. Голубова, Д.А. Рубан

ЮФУ, Ростов-на-Дону, e-mail: ruban-d@mail.ru

Изучение вещественного состава среднеюрских красноцветных известняков Северо-Западного Кавказа (бассейн р. Белой) позволило установить, что они в значительной степени слагаются остатками криноидей (на 70-80%) и содержат большое количество рудного вещества (до 25%). Сформулирована гипотеза о том, что эти породы сформировались в мелководном морском бассейне, на дне которого действовали гидротермы. При этом обогащенные рудным веществом растворы циркулировали в зоне разломов, способствуя выносу элементов (в частности, бария и никеля) из пород Даховского кристаллического массива.

Криноидные известняки (энкриниты) являются весьма специфическими образованиями, изучение природы которых представляет значительный интерес. Эти породы слагают отдельные слои и пачки в составе в целом терригенного нижне-среднеюрского осадочного комплекса Большого Кавказа [5]. Особого внимания заслуживают среднеюрские (по всей видимости, верхнеааленско(?)-нижнебайосские [3]) криноидные известняки, обнажающиеся в бассейне р. Белой на Северо-Западном Кавказе и, в частности, в левом борту долины указанной реки, напротив БПиУТ ЮФУ "Белая речка" [1, 3, 5]. Детальный

анализ вещественного состава этих пород позволяет высказать новые предположения относительно их генезиса.

Внешне изученные известняки имеют две отличительные особенности. Во-первых, они переполнены остатками криноидей. Во-вторых, они имеют цвет от розоватого до красного, что указывает на ожелезнение. При минералого-петрографическом изучении криноидных известняков установлено, что они на 70-80% слагаются члениками криноидей. Размер последних варьирует от 0,5 до 2,5 мм. В основном это хорошо сохранившиеся фоссилии, в которых четко просматривается сетчатое строение. Отдельные экземпляры его утратили. Мелкий детрит присутствует в незначительном количестве. Это обломки криноидей, в которых лишь по внешним краям усматривается сетчатое строение. Сложены они кальцитом, иногда ангидритизированным. В процессе грануляции некоторые из них превратились в комочки микрозернистого кальцита. Сцементированы криноидеи мелко- и крупнозернистым кальцитом, где в отдельных зернах наблюдается развитие полисинтетических двойников.

Рудное вещество (в т.ч. оксиды и гидроксиды), общее количество которого достигает 20-25%, присутствует в известняках в виде единичных мелких зерен черного цвета и их скоплений, выполняет осевые каналы криноидей, стилолитовые образования, подчеркивает сетчатость в органических остатках. В отраженном свете под микроскопом определен пирит, отчасти лимонитизированный, и другие рудные минералы. Результаты спектрального анализа выявили повышенное содержание в изученных известняках целого ряда элементов, из которых укажем железо, марганец, мышьяк, кобальт, вольфрам, барий, медь, никель. Их концентрации превышают кларковые для карбонатных пород [2] (подчас существенно - в десятки и сотни раз). По всей видимости, не только ожелезнение, но также присутствие соединений марганца и других металлов может объяснять окраску криноидных известняков.

Вполне очевидно, что изученные среднеюрские известняки сформировались в мелководных условиях, где развивались сообщества криноидей. Основной вопрос связан с природой рудного вещества. В средней юре данная территория располагалась на узком шельфе островной суши, связанной с островной дугой. Вряд ли здесь могли развиваться мощные коры выветривания, хотя полностью отрицать этот фактор вряд ли возможно. Целесообразно провести аналогию между изученными среднеюрскими криноидными известняками Северо-Западного Кавказа и такими же породами нижней юры, изученными в Татрах на территории Польши [4]. В последних установлены повышенные содержания железа, марганца, бария, с ними связаны марганцевые руды. Их происхождение объясняется выносом рудного вещества глубинными гидротермальными растворами, циркулировавшими по разломным зонам и выходившим на поверхность морского дна на сравнительно малой

глубине [4].

Изученная территория приурочена в палеотектоническом отношении к островной дуге. Выходы среднеюрских криноидных известняков располагаются в непосредственной близости от крупной разломной зоны, которая разделяет Даховский кристаллический массив, слагаемый докембрийскими метаморфическими породами, раннепалеозойскими ультрабазитами и позднепалеозойскими гранитоидами (последние преобладают), и расположенные севернее юрские осадочные комплексы. Можно выдвинуть гипотезу о том, что эта зона была активной в юрское время и по ней циркулировали гидротермальные растворы с рудным веществом. Поступая в придонную часть мелководного морского бассейна (т.е. попадая в среду с другими физическими параметрами), это вещество должно было быстро выпадать в осадок, "фиксируясь" в донных отложениях.

Сказанное косвенно подтверждается повышенными концентрациями бария и никеля. Первый из них мог "вымываться" циркулирующими по разломам гидротермальными растворами из гранитоидов Даховского кристаллического массива, для которых установлено повышенное содержание бария. Никель и некоторые другие элементы могли таким же образом поступать из ультрабазитов. В любом случае повышенное содержание бария, никеля и т.п. указывает на связь с породами Даховского кристаллического массива и, следовательно, на активность гидротерм в разломной зоне на его северной периферии. Здесь стоит отметить, что повышенное содержание бария отмечено и в нижнеюрских криноидных известняках Татр [4].

Результаты изучения вещественного состава среднеюрских криноидных известняков Северо-Западного Кавказа обращают внимание на специфичность этих образований. Выдвинутая гипотеза о генезисе концентрирующегося в них рудного вещества нуждается во всесторонней верификации, в связи с чем необходимо дальнейшее изучение этих пород с помощью разнообразных методов.

Литература:

1. *Бондаренко С.В., Золотарева Г.С., Андросова В.Г.* Криноидные известняки балки Колесникова как индикаторы палеосреды (среднее течение р. Белая) // Геология и полезные ископаемые Кавказа. - Махачкала: 2011. - С. 17-19.

2. *Перельман А.И.* Геохимия. - М.: Высшая школа, 1989. - 528 с.

3. *Рубан Д.А., Валенцева Д.Р., Скляров В.В., Хохлачева Н.В.* Новые данные по стратиграфии аалена и байоса в бассейне р. Белая (Северо-Западный Кавказ) // Палеострат-2007. - М.: 2007. - С. 22-23.

4. *Jach R., Dudek T.* Origin of a Toarcian manganese carbonate/silicate deposit from the Krizna unit, Tatra Mountains, Poland // Chemical Geology. - 2005. - V.224. - P. 136-152.

5. *Ruban D.A.* Jurassic encrinites and shoreline shifts in the Greater Caucasus Basin // Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins. - 2012. - № 2. - P. 72-84.

БРОМХЛОРНОЕ ОТНОШЕНИЕ В СИЛЬВИНИТАХ ГРЕМЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

О.П.Гончаренко, Г.А.Московский, О.-М.А Радзиевская

СГУ, Саратов, e-mail: goncharenkoop@mail.ru

В работе рассмотрены закономерности распределения брома и бромхлорного отношения в калийных интервалах Гремячинского месторождения, позволяющим наряду с генетическими выводами об условиях кристаллизации сильвинитов, использовать отношение и для стратификации отдельных калийных интервалов.

Как известно, бром в геохимическом отношении для галогенных отложений является наиболее информативным микроэлементом [1, 2]. Различная растворимость бромидов в кристаллизующихся хлоридах позволили разработать основания для генетических выводов об условиях кристаллизации солей. Главным, из которых является вывод о том, что кристаллизация морских солей и образование соляных месторождений приводит к накоплению и закономерному распределению брома на различных стадиях формирования твердых солей, с его накоплением в большей степени в карналлите и бишофите [2 . Кроме генетического критерия содержание брома и бромхлорного коэффициента в галогенных породах могут служить основой и для стратификации отдельных калийных интервалов [3].

Гремячинское месторождение калийных солей расположено в пределах Сафроновского участка юга Приволжской моноклинали Прикаспийского солеродного бассейна. Нижнепермская галогенная толща иреньского горизонта в районе месторождения представлена породами луговской, погожской, антиповской, пигаревской, долинной и ерусланской ритмопачек.

Для выяснения генезиса сильвинитов Гремячинского месторождения и стратификации калийных интервалов нами проанализированы образцы из разрезов скв.64, 65 Равнинного и скв.42, 44 Дargановского участков месторождения. Анализ монофракций сильвина и галита проводился рентгенофлуоресцентным методом при помощи энергодисперсионного рентгеновского флуорисцентного спектрометра EDX-720. При выявлении закономерностей распределения содержаний брома и бромхлорного коэффициента в продуктивных интервалах и возможности использования отношения для стратификации интервалов, нами учитывались текстурно-структурные особенности калийных и калийно-магниевых пород [4, 5].

При интерпретации, полученных нами величин бромхлорных отношений в сильвинитах Гремячинского месторождения для сравнения использовались данные М.Г Валяшко [1] и И.К. Жеребцовой [2] по определению содержаний брома и значений

бромхлорного отношения в жидкой и твердой фазах – хлоридах на различных стадиях сгущения морских растворов.

Основные продуктивные горизонты месторождения связаны согласно последним данным с луговской ритмопачкой и представлены сильвинитами с карналлит-галитовыми породами. На восточном фланге месторождения существенные мощности калийных и калийно-магниевых пород установлены в луговской и долинной ритмопачках.

В разрезе скв. 42 нами изучены два интервала: первый интервал представлен молочно-белым мелкозернистым сильвинитом (1295,0-1296,5 м), второй интервал - шпатовой разностью молочно-белого сильвина (1328,0-1351,7 м). В разреза скв. 44 проанализированы интервалы: 1269,5-1274,7 м, сложенный молочно-белыми мелко и среднезернистыми сильвинитами и 1282,8 – 1309,9 м - шпатовой разностью сильвина с вкрапленностью карналлита. В скв. 65 проанализированы сильвиниты долинной (интервал 1052,7-1063,6 м) и луговской (инт.1253,9-1274,1 м) ритмопачек.

Содержание брома в монофракциях сильвинитов из разреза скв. 42 Равнинного участка изменяется в интервале 1296,35-1296,5 в пределах от 0,13 до 0,18 г, а значения бромхлорного коэффициента – от 3,37 до 3,67. Данные результаты соответствуют содержаниям брома и значениям бромхлорного коэффициента стадии кристаллизации сильвина из морских растворов. Содержание брома в сильвинитах луговской ритмопачки в интервале 1328,0-1350,0 м отличаются от предыдущего интервала повышенными содержаниями брома и значениями бромхлорного коэффициента. Содержание брома в породах данного интервала изменяются от 0,14 до 0,33, что согласно экспериментальным данным соответствуют уже стадии кристаллизации карналлита. Значения бромхлорного отношения в породах изменяется в пределах 2,24 – 6,9, что также указывает на карналлитовую стадию.

Содержание брома в монофракциях сильвинитов скв. 44 изменяется в пределах от 0,001 до 0,006 г, а значения бромхлорного коэффициента – от 1,1 до 4,76. Бром и бромхлорное отношение в сильвинитах данного интервала соответствует согласно экспериментальным данным стадии кристаллизации сильвина из морских растворов (интервал 1269,5-1273,0 м). Низкие значения бромхлорного отношения (1,06-1,05) в интервале 1274,401277,7 м предполагают диагенетические условия кристаллизации сильвина из менее концентрированных растворов. Особый интерес вызывают образцы сильвинов с достаточно высоким содержанием галита и существенным содержанием пелита (1269,5-1270,0). С одной стороны, содержание в них брома (0,006 и 0,005) соответствуют сильвинитовой стадии, а значения бром/хлорного коэффициента - галитовой стадии. Видимо это несоответствие можно объяснить поступлением в бассейн терригенного

вещества и разбавлением верхней части рапы. Кристаллизация сильвина шла из растворов сильвинитовой стадии, о чем свидетельствуют содержания брома. Пересчет бромхлорного коэффициента на стопроцентный сильвин, позволяет предполагать о раннедиагенетической стадии кристаллизации сильвина.

Сильвиниты луговской ритмопачки средне- крупнозернистые гипидиоморфнозернистой структуры с неравномерно-распределенной окраской, молочно-белые или светло-оранжевые (1282,8-1296,45 м) отличаются по содержанию брома и бромхлорного коэффициента (3,44 – 3,27) и их генезис может связываться с диагенетической стадией формирования породы.

Таким образом, данные геохимических исследований образцов из скв. 44 подтверждает вывод, полученный при рассмотрении особенностей распределения бромхлорного отношения в калийном интервале скв. 42 о весьма сложной, неоднозначной картине условий кристаллизации сильвинитов в солеродном бассейне.

Выявленные особенности в распределение содержаний брома и значений бромхлорного отношения позволяют предполагать различные условия формирования сильвинитов луговской ритмопачки. Для части сильвинитов луговской ритмопачки характерны седиментационные, или, в крайнем случае, раннедиагенетические условия кристаллизации. Большая часть сильвинитов луговской ритмопачки формировались, скорее всего, за счет разложения карналлита, что подтверждается и содержанием брома в них, соответствующих карналлитовой стадии.

Сильвиниты долинной ритмопачки скв. 65 Дargановского участка характеризуются высокими содержаниями брома 0,33-0,38 и значениями бромхлорного отношения в пределах от 5,2-7,75, соответствующих заключительным стадиям кристаллизации карналлита согласно экспериментальным данным [6].

Для сильвинитов луговской ритмопачки скв. 65 отмечаются следующие особенности в распределении содержаний брома и значений бромхлорного отношения. Содержание брома в них изменяется от 0,34 до 0,41, а коэффициент от 5,42 до8,8 и соответствует карналлитовой стадии галогенеза. Сильвиниты из интервала 1253,9-1274,1 м скв. 65 по содержанию брома полностью соответствуют результата полученным для сильвинитов скв.42 интервала 1328,0-1350,0 м.

Бром в сильвинитах вскрытых в скв. 64 изменяется в пределах от 0,001 до 0,009 г, значения бромхлорного коэффициента – от 0,7 до 2,46. Для интервала 953,8-970,8 м содержание брома в сильвинитах составляет 0,01, а бромхлорный коэффициент – 2,08-3,47 и соответствует седиментационной стадии его кристаллизации.

В верхней части разреза скв. 64 (долинная ритмопачка) встречаются сильвиниты крупнокристаллические (974,5-977,5), без терригенной примеси. Содержание KCl в них меняется от 98,8 до 76,3 %, а количество брома - от 0,005 до 0,009 г. Вероятнее всего, что кристаллизации сильвина начиналась на стадии седиментации, а дорастание кристаллов происходило уже в условиях донного осадка.

В верхней части разреза скв. 64 (1214,9-1218,3м) установлены сильвиниты с высоким содержанием парагенного ему галита и сильвиниты, обогащенные примесью терригенного материала. Содержание брома предполагают диагенетические условия его сильвина. Среднекристаллические и крупнокристаллические разности сильвинитов луговской ритмопачки скв. 64, характеризуются отсутствием терригенной примеси (интервал 1224,95-1225,65) также соответствует седиментационным или раннедиагенетическим условиям их кристаллизации (в пересчете на стопроцентный сильвин).

Таким образом, приведенный выше материал по содержанию брома и бром/хлорного отношения в сильвинитах из разрезов скв. 42,44 Дargановского участка и 64,65 Равнинного участка Гремячинского месторождения свидетельствует о различных условиях их образования. Характер изменения бром/хлорного отношения в молочно-белых разностях сильвинита указывает на их частично седиментационный и в основном раннедиагенетический характер их кристаллизации. Сильвиниты, обогащенные примесью терригенного материала характеризуются диагенетическими условиями формирования. Сильвин из сильвинита, обогащенного терригенным материалом, видимо кристаллизовался в придонных условиях из более концентрированных растворов.

Таким образом, сильвиниты луговского цикла седиментации характеризуются как седиментационными или раннедиагенетическими условиями кристаллизации сильвина, так и диагенетическими и позднедиагенетическими условиями в результате перекристаллизации карналлита. Сильвиниты долинной ритмопачки формировались при позднедиагенетических условиях. Все полученные данные об условиях формирования сильвинитов являются существенно важным материалом для оценки перспективности восточного фланга месторождения, т.к. лишь первично-седиментационные и раннедиагенетические разности дают наиболее выдержанные пласты сильвинита. Кроме того, приведенный материал свидетельствует о возможности стратификации калийных интервалов в объеме даже одного временного интервала.

Литература:

1. *Валяшко М.Г.* Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор при исследовании соляных месторождений / Бром в соляных отложениях и рассолах. М.: изд-во МГУ, 1976. С.5-9.

2. *Жеребцова И.К.* Поведение брома в эвтоническую стадию сгущения морской воды / Геология и калиеносность Сибирской платформы и других районов соленакопления СССР / Москва:Наука. 1970. С.47-59

3. *Рейхенбах Е., Бем Г.* Распределение брома в серии Лейне (Цехштейн 3) и его значение для обоснования генезиса соляной залежи Пласт Ронненберг блока Кальберде (ГДР) / Бром в соляных отложениях и рассолах. М.: изд-во МГУ, 1976. С.262-303.

4. *Московский Г.А., Гончаренко О.П.* Пермский галогенез Прикаспия / Ч.2. Гидрохимия заключительных стадий и условия постседиментационных преобразований солей. Саратов: изд-во «Научная книга», 2004. 87 с.

5. *Московский Г.А., Барановская М.А., Свидзинский С.А., Гончаренко О.П., Ананьев С.А.* Текстурно-структурные особенности и условия формирования калийных, калийно-магниевых и магниевых солей / Саратов. Изд-во: ООО Издательский центр "Наука", 2014. 92 с.

6. *Goncharenko Olga, Moskovskij Georgy, Svidsinskiy Sergej, Pisarenko Yury.* Character of Sedimentation in the Potassium-bearing Basin of the Gremyachinskoye Field (Volga Monocline) // Acta Geologica Sinica. Journal of the Geological of China. Vol. 88. Supp.1. 2014. P. 242—244.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЁССОВЫХ ПОРОД НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Н.И. Глушанкова

МГУ, Москва, e-mail: *ni.glushankova@mail.ru*

Рассмотрены особенности формирования и распространения перигляциально-лёссовых пород в связи с палеогеографическими условиями на территории Приволжской и Камской лёссовых провинций. Установленарегиональная специфика в строении и составе позднее – и среднеплейстоценовых лёссовых горизонтов, что позволило обосновать их происхождение и этапы седиментации разновозрастных генераций.

Породы перигляциально-лёссовой формации широко распространены как в древнеледниковой, так и во внеледниковой области Русской равнины, занимая в отдельных регионах значительную часть стратиграфической колонки неоплейстоцена. Полигенетические по происхождению и гетерохромные по времени седиментации лёссовые породы в своем строении и составе отражают условия осадконакопления и содержат ценную палеогеографическую, стратиграфическую и геоэкологическую информацию. Однако, несмотря на длительную историю их изучения и достигнутые при этом результаты, до сих пор остаётся ряд нерешённых и дискуссионных вопросов, касающихся главным образом генезиса лёссовых толщ в отдельных регионах. Всё ещё недостаточно изучены закономерности распространения и геоморфологической приуроченности лёссовых пород в связи с фациально-генетической обстановкой седиментации. Отсутствует единое мнение о выделении и границах лёссовых провинций на Русской равнине**.**

Актуальность решения принципиально важных вопросов предопределила приоритетные задачи проведённых исследований: установление региональных особенностей в распространении, строении и составе лёссовых пород на территории Волжско-Камского региона на основе установленных палеогеографических закономерностей лёссо – и почвообразования. В основу сопоставлений и обобщений положены материалы многолетних комплексных междисциплинарных исследований опорных разрезов неоплейстоцена на территории Приволжской и Камской лёссовых провинций. Впервые получена их детальная литолого-геохимическая, палеопедологическая, палеонтологическая характеристика, послужившая основой для фациально-генетического разграничения новейших отложений, расчленения и корреляции выделенных горизонтов, хронологически увязанных с временной шкалой неоплейстоцена [1,2,3].

Возвышенное положение и эрозионное расчленение Приволжской возвышенности являются определяющими в распространении полигенетических лёссовых отложений, не образующих здесь сплошного покрова, а носящих островной характер. Преобладающей является мощность в 5-10 м, но встречаются отдельные участки (как правило, в нижних частях приводораздельных склонов), где мощность их достигает 15-20 м. Среди разновозрастных лёссовых горизонтов наиболее представительными являются позднее - среднеплейстоценовые разности, отличающиеся мощностью и литолого-геохимическими особенностям вещественного состава. Наиболее мощным (> 5м) является горизонт поздневалдайского (осташковского MIS 2) лёсса с преобладающей алевритовой фракцией в его гранулометрическом составе. Ему по мощности уступают горизонты ранневалдайского (калининского, 1-1,5м) и днепровского лёссов (2,0 м).

Породы перигляциально-лёссовой формации на территории Камской провинции покрывают значительную площадь междуречий, вскрываются в речных долинах, и отсутствуют на крутых склонах и самых высоких элементах рельефа. Неотъемлемым компонентом строения лёссовых толщ здесь являются горизонты ископаемых почв, указывающие на периодичность лёссообразования. Общая мощность лёссово-почвенной формации неодинакова и, как правило, достигает ~ 20 м на правобережье и ~16,0 м на левобережье р. Камы**.** Ведущими агентами лёссонакопления могли быть субаэральные процессы, при активном участии водных, криогенных и склоновых процессов. Сравнительный анализ вещественного состава разновозрастных генераций перигляциально-лёссовых отложений Прикамья выявил определённое сходство основных физико-химических параметров, которое заключается в содержании алевритовой фракции в их гранулометрическом составе, а в геохимической составляющей - углекислых солей и органического вещества. Различия, обусловленные фациально-генетической обстановкой

седиментации, проявляются в количественном соотношении этих компонентов, Так, в гранулометрическом составе наиболее мощного горизонта лёссовидных суглинков позднего плейстоцена (MIS 2), залегающего между современной (голоценовой) и брянской (MIS 3) позднеплейстоценовой почвами, преобладают алевритовая и песчаная фракции. Степень карбонатности их колеблется в пределах 2,52-3,93%, а гумусированность изменяется в интервале 0,13-0,32%. Залегающий ниже лёссовидный суглинок (MIS 4), подстилающий брянскую почву и перекрывающий мезинский педокомплекс (MIS 5), представляет собой небольшой по мощности горизонт, сформировавшийся в период ранневалдайского оледенения. Гранулометрический состав его, в отличие от вышележащего лёсса, характеризуется преобладанием песчаной фракции, при подчинённом значении алевритовой и илистой. Степень карбонатности (CO_2 карб. 4,43-4,76%) и гумусированности (Сорг. 0,23-0,36%) его выше, чем в перекрывающем лёссовом горизонте. Толща лёссовидных супесей, суглинков днепровского возраста (MIS 6), залегающая между позднеплейстоценовым мезинским педокомплексом и среднеплейстоценовой роменской палеопочвой (MIS 7), характеризуется преобладанием в их гранулометрическом составе алевритовой фракции при подчиненном значении илистой и песчаной фракций. По степени карбонатности (CO_2 карб. 3,9-4,2%) эти отложения уступают позднеплейстоценовым лёссам, а по гумусированности (Сорг. 0,31-0,37%) - превосходят их. Исследование первичных свойств горизонтов лёссовидных суглинков доднепровского возраста вызывает определенные затруднения. Это объясняется тем, что лёссово-почвенные серии содержат мощные горизонты педокомплексов, в значительной степени затронувших педогенными процессами горизонты лёссов, в некоторых случаях целиком поглотив их. В связи с этим лёссовые горизонты среднеплейстоценового возраста, отделяющие инжавинскую почву (MIS 11) лихвинского межледниковья от постлихвинской каменской почвы (MIS 9), в первозданном виде почти не представлены в разрезах. Исключение составляет маломощный горизонт лёссовидного суглинка, залегающий между роменской и каменской палеопочвами. Характерной особенностью этого суглинка, в отличие от позднеплейстоценовых разностей, является глинисто-алевритовый состав, низкая гумусированность (Сорг. 0,22%). По содержанию углекислых солей (CO_2 карб. 3,6-3,9%) он приближается к днепровским лёссовидным суглинкам**.** В отличие от долинного комплекса отложений, на междуречьях сокращаются мощности позднее - среднеплейстоценовых лёссово-почвенных серий (от 16-20 м в долине р. Камы, до 11-12 м на водоразделах), варьируют мощности разновозрастных горизонтов лёссовидных суглинков, наблюдается замещение их супесями и песками [1,3].

Итак, сравнительный анализ и обобщение результатов комплексного исследования перигляциально-лёссовой формации на востоке Русской равнины показали региональные

особенности их строения, состава и общих закономерностей развития в связи с палеогеографической обстановкой морфолитогенеза. Установлены отчетливые провинциальные различия лёссово-почвенных серий, как по возрастным диапазонам, так и обусловленные пространственной изменчивостью свойств отдельных горизонтов. Полученные выводы приобретают важное геоморфологическое и геоэкологическое значение для оценки устойчивого развития морфолитосистем.

Литература:

1. *Глушанкова Н.И.* Опорные разрезы плейстоцена в перигляциально-лёссовых областях бассейнов рек Нижней Камы и Суры // Известия РГО. 2003. Т. 135. Выпуск 6. С. 16-29.

2. *Глушанкова Н.И.* Геологическое строение и палеогеография неоплейстоцена в бассейнах рек Суры и Мокши (Приволжская возвышенность) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Выпуск 6. С. 41-47.

3. *Глушанкова Н.И.* Строение, состав и условия формирования новейших отложений в бассейне Нижней Камы // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 3. С. 1-12.

НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В МОДЕЛИРОВАНИИ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

Дмитриевский С.С.

РГУ нефти и газа имени И.М Губкина,
e-mail: Stanislav.s.dmitrievskiy@mail.ru

В работе исследованы новые направления в моделировании природных резервуаров нефти и газа, учтены процессы формирования пород-коллекторов.

Гидравлический закон фильтрации устанавливает пропорциональность между скоростью фильтрации и градиентом давлением. Основное влияние на фильтрацию оказывают природа и свойства жидкости.

Исследуя течение воды через вертикальные песчаные фильтры, А.Дарси вводит в выведенную им экспериментальную формулу новые параметры, оказывающие влияние на фильтрационные процессы:

$$Q = K_{\text{ф}} \frac{H_1 - H_2}{L} \Omega$$

Из этой формулы следует, что между потерей напора ΔH и расходом жидкости Q существует линейная зависимость, а коэффициент фильтрации зависит не только от свойств фильтрующейся жидкости, но и от параметров песчаного фильтра, длина которого L, а площадь поперечного сечения Ω. Основное отличие эксперимента Дарси от экспериментов в

трубной гидравлике состоит в появлении песчаного фильтра, который оказывает сопротивление фильтрации, вызывая падение напора и изменение расхода жидкости.

Необходимо отличать сопротивление, обусловленное физико-химическим взаимодействием нефти с минеральным скелетом от силового сопротивления пористой среды. В докладе будут изложены особенности формирования силового сопротивления фильтрации флюидов, силовое сопротивление в первую очередь определяется направленным каркасом пород, которое формирует структуру порового пространства породы-коллектора, а так же количеством, типом и составом цемента.

Минеральный скелет породы-коллектора формируется в результате сложного комплекса процессов осуществляемых на стадиях седиментогенеза, диагенеза, катагенеза.

В процессе седиментогенеза в бассейне осадконакопления происходит осаждение осадка и формирование будущего каркаса породы. На этой стадии определяется размер, окатанность и сортировка обломочных зерен, состав и тип цемента. На стадии диагенеза в породе-коллекторе возникают минеральные новообразования и в результате процессов уплотнения, гидратации и дегидратации происходит изменение порового пространства породы. Часто дигенетические преобразования носят унаследовательный характер .Так, например наиболее интенсивно аутигенное минералообразование происходит в изначально более пористом и проницаемом осадке. В процессе катагенеза происходят дальнейшие изменения структуры и минерального состава пород-коллекторов.

В настоящее время при геологическом и гидродинамическом моделировании проводится моделирование фаций, которое в лучшем случае позволяет учесть лишь те свойства породы-коллектора, которые формируются на стадии седиментогенеза.В то же время свойства пород-коллекторов зачастую определяются интенсивностью и направленностью диа- и катагенетических изменений.

Возвращаясь к характеристикам пород-коллекторов, определяющих фильтрацию флюидов в природном резервуаре, следует отметить, что решающую роль в этом процессе играют особенности строения пустотного пространства, которое формируется не только на стадии седиментогенеза, но и на последующих стадиях жизни породы.

Таким образом, при построении модели природного резервуара, необходимо учитывать не только результаты фациального моделирования, но так же и результаты изучения интенсивности и направленности вторичных изменений пород-коллекторов, которые в значительной сфере преобразуют структуру пустотного пространства, сформировавшуюся в процессе осадконакопления и последующих процессов постседиментационного преобразования пород-коллекторов. На сегодняшний день

существуют мощные компьютеры, которые позволяют выполнить все задачи геологического и гидрогеологического моделирования.

Литература:

1. *Басниев К.С, Корчина И.Н,Максимов В.М* Подземная гидромеханика ,издательство М.Недра,1993г.

2. *Тер-Саркисов Р.М, Максимов В.М, Басниев К.С, Дмитриевский А.Н, Сургучев Л.М* Геологическое и гидродинамическое моделирование месторождений нефти и газа- М.-Ижевск:Институт компьютерных исследований,2012г.

3. *Шейдеггер А.Э* Физика течения жидкостей через пористые среды, издательство М-Ижевск: Институт компьютерных исследования, НИЦ «Регулярная хаотическая динамика», 2008г.

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖНИЙ РЫСКУЖИНСКОЙ ТОЛЩИ НИЖНЕГО ДЕВОНА (ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Р.И. Зайнуллин[1]

[1]БашГУ, [1]ИГ УНЦ РАН, Уфа, e-mail: zri-bgu@mail.ru

В данной работе описан петрографический и геохимический состав, строение и условия образования обломочных отложений рыскужинской толщи нижнего девона. Источником материала для них служили продукты вулканической деятельности островной дуги. Материал переносился турбидными потоками.

Рыскужинская толща впервые выделена В.А. Масловым и О.В. Артюшковой [3]. Она представлена вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, силицитами, реже гравелитами и известняками. Мощность толщи не превышает 500 м. В стратиграфическом отношении она соответствует нижнему девону за исключением верхней части эмсского яруса. Наиболее перспективные для ее изучения разрезы расположены на левобережье реки Бол. Кизил в районе дд. Рыскужино, Ишкильдино и Тирман Республики Башкортостан.

Изучение отложений рыскужитнской толщи позволит установить источники сноса материала, детализировать историю развития Магнитогорской островодужной системы на начальном этапе ее развития. Практическая значимость исследований нижнедевонских песчаников объясняется ассоциацией с ними медно-порфировых рудопроявлений (Салаватское и др.).

Кластолиты рыскужинской толщи представлены крупно-среднезернистыми и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с градационной сортировкой. Они часто перекрываются тонкослоистыми кремнистыми аргиллитами и в совокупности формируют

циклиты, мощностью 0,5–1 м. В ряде случаев в переслаивании с песчаниками находятся плагиоклазовые порфириты. Редко встречаются прослои гравелитов и гравийно-галечных микститов мощностью от 20–30 см до 0,5–1 м.

Породообразующими компонентами песчаников являются плагиоклазы и обломки пород. Плагиоклазы представлены угловатыми, реже остроугольными зернами таблитчатой, реже удлиненно-призматической и изометричной формы с простыми и явно выраженными полисинтетическими двойниками. Их размер составляет 0,1–0,5, реже 0,9–1,1 мм. Обломки пород размером 0,6–1,2 мм представлены плагиоклазовыми порфиритами, основного и среднего состава, а также вулканитами с микролитовой структурой. Они имеют угловатую, реже остроугольную форму. Плагиоклаз в порфиритах удлиненно-призматический, реже таблитчатый. В песчаниках содержится незначительное количество (менее 1–2 %) зерен кварца (чаще вторичного), пироксенов, обломков вулканитов кислого состава и осадочных пород. Лититовые обломки представлены известняками. Также встречен единичный фрагмент радиолярии. В виде примесей присутствуют рудные минералы, представленные магнетитом, титаномагнетитом и гематитом [2]. По классификации [4] песчаники относятся к полевошпатовым и собственно грауваккам. Сортировка песчаников слабая и средняя, упаковка плотная. Цемент контурный, прерывисто-контурный, сплошной глинистый, глинисто-хлоритовый, хлоритовый. Количество его меняется от 10–15 до 20–35%. По плагиоклазу иногда развиты удлиненные, волосовидные зерна актинолита.

По петрографическим и литогеохимическим данным известно, что исходными породами для песчаников рыскужинской толщи служили вулканиты основного и среднего состава известково-щелочной и щелочной серии островной дуги, и в меньшей степени, породы кислого состава [1]. Сравнение геохимического состава песчаников и нижнедевонских вулканитов Западно-Магнитогорской зоны (баймак-бурибаевского, верхнетаналыкского и мостостроевского комплексов) показало, что по распределению РЗЭ нормированных на хондрит (Рисунок 1) и микроэлементов на N-MORB (Рисунок 2) сходные спектры проявлены у песчаников рыскужинской толщи и известково-щелочных вулканитов баймак-бурибаевского комплекса.

Можно предположить, что накопление обломочных отложений рыскужинской толщи происходило в относительно глубоководной зоне. Источником материала служили продукты вулканической деятельности островной дуги, возможно, начальных этапов баймак-бурибаевского времени. Материал переносился турбидными потоками высокой плотности. В периоды «затишья» накапливались кремнистые осадки.

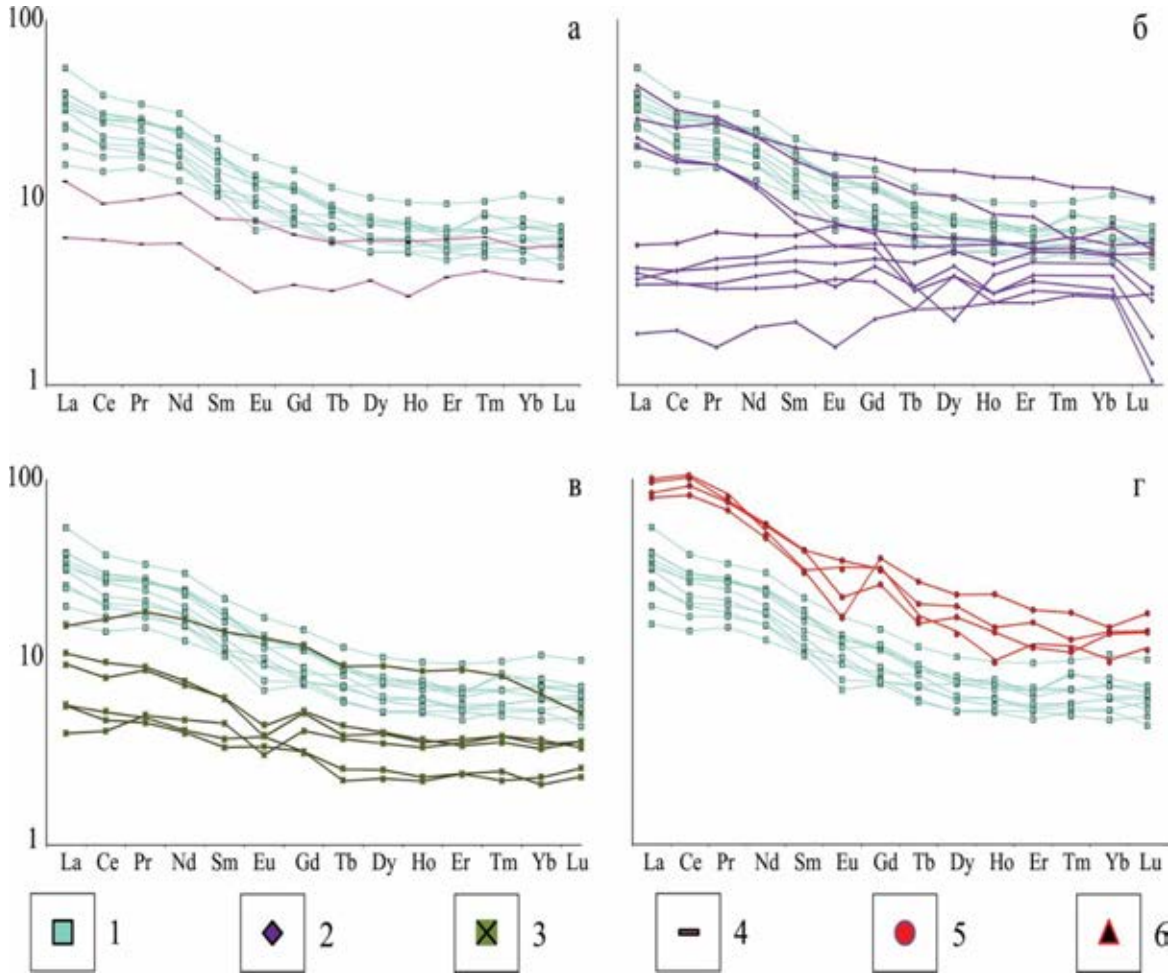


Рисунок 1 - Распределение РЗЭ нормированных на хондрит.

Условные обозначения: 1 – песчаники рыскужинской толщи; 2, 4 – вулканиты баймак-бурибаевского комплекса; 3 – вулканиты верхнетаналыкского комплекса; 5 – вулканиты мостостроевского комплекса; 6 – вулканиты Курило-Камчатской островной дуги

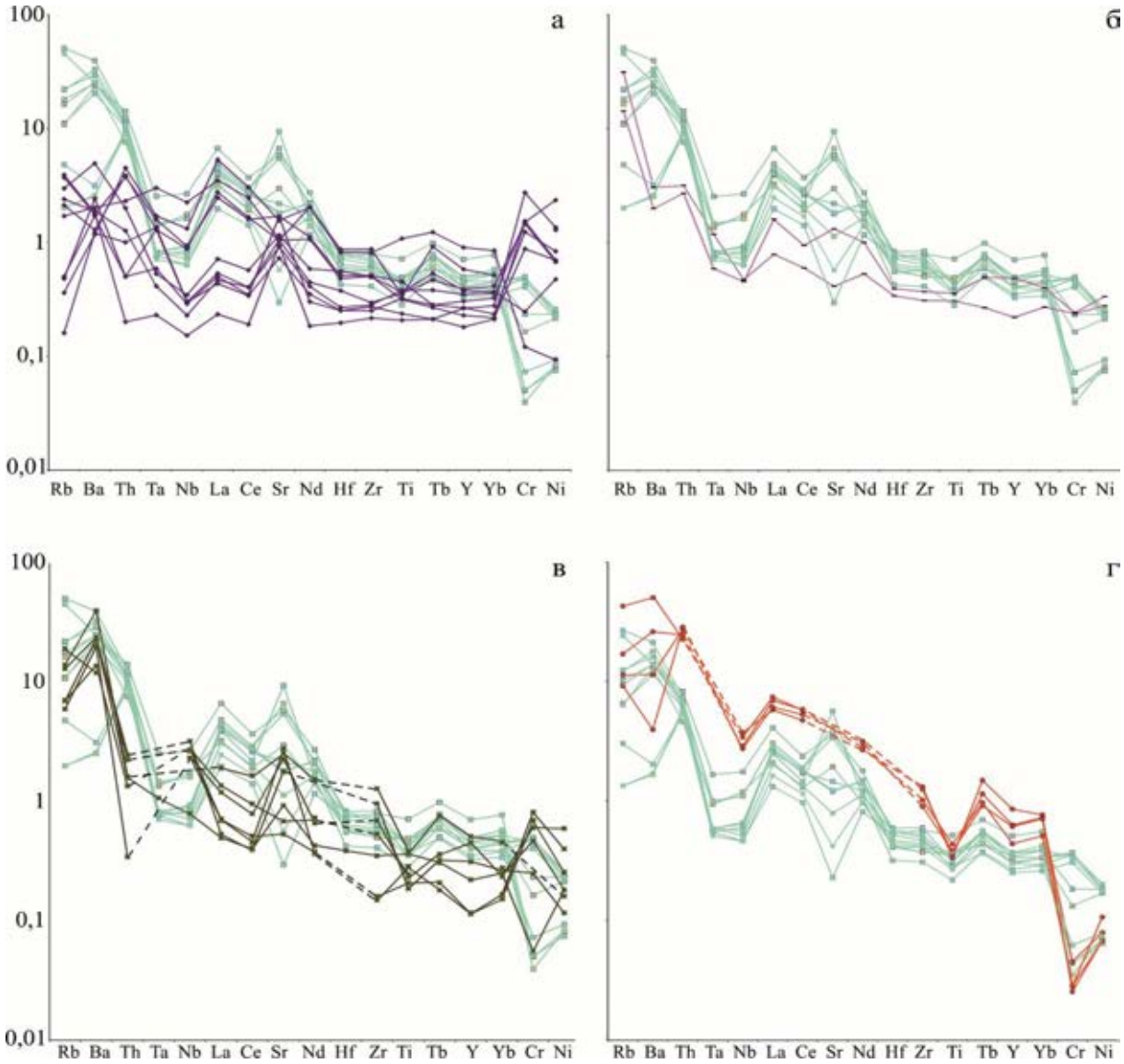


Рисунок 2 - Распределение редких элементов нормированных на N-MORB

(условные обозначения см. на Рисунке 1)

Литература:

1. *Зайнуллин Р.И.* Геохимические особенности вулканитовых песчаников рыскужинской толщи нижнего девона и ирендыкской свиты среднего девона севера Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Вестник Башкирского университета, 2014. Т.19. № 4. С. 1236–1241.

2. *Зайнуллин Р.И.* Минералого-петрографический состав песчаников рыскужинской толщи нижнего девона (Западно-Магнитогорская зона, Южный Урал) // Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. (по материалам VIII науч.-практ. конф. студ., асп. и молодых ученых с междунар. участием): в 2 т. / отв. ред. П. А. Белкин; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. Т.1. С. 121–124.

3. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.

4. *Шутов В.Д.* Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые, 1967. № 5. С. 86–103.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И МИКРОФАЦИИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. МОЙЕРО, СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.В. Зайцев[1,2], И.И. Зиятдинова[1], А.В. Дронов[2], В.Л. Косоруков[1]

[1]МГУ, Москва, e-mail: alz@geol.msu.ru

[2]Геологический институт РАН, Москва, e-mail: dronov@ginras.ru

В настоящей работе изложены результаты литологического изучения верхней части ордовикской последовательности р. Мойеро, включающей интервал от верхов дарривильского до катийского ярусов (волгинский – долборский горизонты). Получены предварительные данные по распределению в разрезе глинистых минералов. кровле киренско-кудринскорго горизонта произведено изучение тяжелой фракции песчаников, установлены предполагаемые источники сноса. На основе детального изучения шлифов выделен ряд микрофаций, отвечающих внутренней-средней частям карбонатного рампа.

Ордовикские отложения широко распространены на Сибирской платформе, однако разрез ордовика р. Мойеро вскрытый в серии береговых обнажений в ее среднем течении является одним из наиболее полных и непрерывных. Изучение ордовикских и силурийских отложений р. Мойеро велось разными исследователями с середины XX века [1, 2, 3], но направленность этих работ была преимущественно палеонтологической и биостратиграфической. В рамках данной работы получены предварительные данные по распределению в разрезе глинистых минералов, а также изучен состав тяжелой фракции песчаников, венчающих отложения киренско-кудринскорго горизонта.

Минеральный состав глин изученного интервала в целом представлен хлорит-смешанослойно-гидрослюдистой ассоциацией, в качестве примеси на отдельных уровнях присутствует каолинит и смектит. Гидрослюда доминирует (более 50%) в нижней части разреза (киренско-кудринский – низы баксанского горизонта), в качестве примеси здесь присутствуют смешанослойные минералы и хлорит. Для верхней половины баксанского и долборского горизонтов характерно постепенное уменьшение содержания гидрослюды и хлорита в составе глинистой фракции, с одновременным увеличением количества смешанослойных минералов. Каолинит встречен в незначительных (менее 10%) количествах в верхах киренско-кудринского, в кровле чертовского, а также в средней части баксанского горизонта. Его присутствие, вероятно, отвечает этапам понижения уровня моря, и увеличению интенсивности терригенного привноса, что подтверждается присутствием на этих уровнях зерен кварца тонкопесчаной и алевритовой размерности.

Смектит в количестве около 5% зафиксирован в двух образцах, приуроченных к кровле баксанского и к долборского горизонтов, для этих же уровней характерно высокое содержание смешанослойных образований. Смектитово-смешанослойный состав глинистой фракции на этом уровне может являться свидетельством привноса в бассейн

пирокластического материала, что в свою очередь является перспективным стратиграфическим маркером. Прослои бентонитов в верхнем ордовике зафиксированы на юго-западе Сибирской платформы в бассейне р. Подкаменная Тунгуска [4, 5].

Анализ тяжелой фракции песчаников, залегающих в кровле киренско-кудринского горизонта установил, что она сложена ассоциацией, включающей: турмалин, сфен, ставролит, роговую обманку, эпидот, хлорит, биотит, касситерит, кианит и циркон. Совместное нахождение минералов разной степени устойчивости с преобладанием устойчивых может свидетельствовать об относительно близком расположении источника сноса, однако, преимущественно кварцевый состав песчаников, тонкий размер зерен, а также преобладание в составе тяжелой фракции окатанных и угловато-окатанных зерен этому противоречит. Можно предположить наличие нескольких источников материала, что подтверждается минеральным составом тяжелой фракции. В составе фракции присутствуют окатанные зерна циркона, которые могли являться продуктом разрушения более древних осадочных пород. По наличию биотита и хлорита пепловой природы с корочкой закаливания одним из возможных источников являлись эффузивные породы. Совместное присутствие ставролита, биотита, хлорита и кианита в составе тяжелой фракции указывает на их метаморфогенное происхождение. Доминирующим минералом в составе песчаников является кварц, что указывает на довольно высокую степень их зрелости. Зрелость породы увеличивается снизу-вверх по разрезу, что проявляется в уменьшении количества менее стойких минералов, таких как эпидот. С учетом географического положения разреза, в качестве возможного источника материала можно назвать Анабарскую сушу.

Детальное петрографическое изучение шлифов позволило выявить ряд литотипов, которые были проинтерпретированы с использованием модели карбонатных микрофаций для бассейнов рампового типа, сформулированной Э. Флюгелем [6]. Набор выделенных микрофаций отвечает спектру обстановок от приливно-отливных в нижней части разреза и до верхней части внешнего рампа (?) в его верхах:

Приливно-отливные отложения внутреннего рампа зафиксированы в волгинском, а также в нижней и средней части киренско-кудринского горизонта. Эти отложения представлены водорослевыми вакстоунами и мадстоунами с примесью кварцевых зерен. В нижней части киренско-кудринского горизонта они перекрывают фации прибрежных песчаных банок и кос, а в его средней части они сменяются фациями, отражающими ограниченно-морские обстановки внутреннего рампа.

Прибрежные песчаные банки и косы внутреннего рампа представлены двумя микрофациями: 1) оолитовые грейнстоуны с концентрическими ооидами и пакстоуны с несколькими доминирующими типами биокластов в верхах волгинского и нижней части

киренско-кудринского горизонта; 2) мелко-тонкозернистые кварцевые песчаники с зернами фосфоритов венчают отложения киренско-кудринского горизонта. Для песчаников характерна тонкая горизонтальная и косая слоистость, а также многочисленные следы ползания и зарывания трилобитов.

Ограниченно-морские обстановки внутреннего рампа охарактеризованы пакстоунами с многочисленными остатками иглокожих и остракодовыми вакстоунами. В разрезе они развиты локально и подстилают кварцевые песчаники в верхней части киренско-кудринского горизонта.

Открыто-морские обстановки внутреннего рампа (пакстоуны и вакстоуны с разнообразными биокластами) охватывают стратиграфический интервал чертовского и нижней части баксанского горизонтов. Эти фации по эрозионной поверхности перерыва перекрывают кварцевые песчаники кровли киренско-кудринского горизонта.

Отложения среднего рампа представлены не биотурбированными остракодово-трилобитовыми вакстоунами, фиксируемыми в низах баксанского горизонта.

Карбонатные породы верхней части баксанского и долборского горизонтов сложены преимущественно аллохтонными вак-, пакстоунами, реже флоатстоунами и грейнстоунами. Биокласты представлены остатками иглокожих, мшанок, трилобитов, брахиопод, остракод и водорослей. Часто биокласты слабо микритизированы. Микритизация выражена в виде темной сплошной или прерывистой тонкой каймы. Отсутствие контрастной смены литотипов в разрезе, а также достаточно однообразный литологический состав этой части разреза позволяет условно интерпретировать его как обстановки среднего – верхней части внешнего рампа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант №13-05-00746-а.

Литература:

1. Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: Новосибирск. Издательство «Гео». 2007. 269 с.

2. Мягкова Е.И., Никифорова О.И., Высоцкий А.А., Ивановский А.Б. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины р. Мойеро. Сибирская платформа. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 65 с.

3. Мягкова Е.И., Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э. Разрез ордовика и силура реки Мойеро. Новосибирск: Наука. Сиб. Отделение, 1977. 176 с.

4. Dronov, A.V., Huff, W.D., Kanygin, A.V., Gonta, T.V. K-bentonites in the Upper Ordovician of the Siberian Platform. In: Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. and García-Bellido, D. (eds.), Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 2011. 135-141.

5. Huff, W.D., Dronov, A., Sell, B., Kanygin, A.V. & Gonta, T.V. Traces of explosive volcanic eruptions in the Upper Ordovician of the Siberian Platform. Estonian Journal of Earth Sciences. 2014.V. 64, № 4, pp. 244-250.

6. Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Springer Berlin Heidelberg New York. 2004. 976 pp.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТВЕРСКОЙ ОБЛАСТИ

Е.П. Катаева, Н.А. Осинцева

РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва

В данной работе авторы приводят литологическое строение разреза, вскрытого разведочной скважиной, расположенной в д. Залучье Вышневолоцкого района. Авторами оцениваются коллекторские свойства изучаемых отложений.

На территории базы отдыха «Залучье» РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, расположенного в д. Залучье Вышневолоцкого района Тверской области была пробурена разведочная скважина, которая бурилась со следующими целями: для дальнейшего прохождения учебной практики студентам кафедры ГИС, а также для поиска потенциальных водоносных горизонтов, необходимых для базы «Залучье».

Скважина пробурена до гл. 231 м и вскрыла отложения девонской, каменноугольной и пермской систем. Через каждые 2 метра был отобран шлам (исключение составляют породы каменноугольного возраста, где был произведен один общий отбор шлама с 64,5 м до глубины 187 м). В скважине были проведены геофизические исследования до глубины 69,0 м.

Среди поставленных задач значатся выделение литотипов пород, слагающих разрез, а также определение их коллекторских свойств.

Для литологической характеристики пород изучаемого разреза был выбран шлам из 4-ех интервалов (с глубины 40 м; 64,5-187 м; 197 м и 219 м). Перед изготовлением шлифов производилось рассеивание шлама на фракции для определения и нахождения в шлифах различий в литотипах крупной (> 1,00 мм) и мелкой (< 1,00 мм) фракций. Было выявлено, что в мелкой фракции встречается больше обломков магматических и метаморфических пород, скорее всего осыпавшихся из вышележащих моренных отложений (до 37,2 м) пермского возраста. Поэтому было принято решение для дальнейшего изучения разреза изготавливать шлифы только из крупной фракции.

Ниже приводится названия литотипов, которые были выделенны в каждом из рассматриваемых интервалов.

На гл. 28-29 м (пермская система) обнаружены обломки пород, принесенные мореной, состоящие из магматических, метаморфических и осадочных пород.

На гл. 40 м (серпуховский ярус) были выделены следующие литотипы:

1) доломиты: микро-тонкозернистые окремнелые слабопористые и микро-тонкозернистые пористые;

2) известняки: тонко-мелкозернистые, микрозернистые с органогенным детритом и органогенно-детритовые;

3) песчаники: мелкозернистые полимиктовые, крупнозернистые полимиктовые и мелко-среднезернистые полимиктовые;

На гл. 64,5-187 м (турнейский и визейский яруса) выделяются следующие литотипы:

1) известняки: микрокомковатые пористые, микрозернистые слабопористые, микрозернистые с органогенным детритом, органогенно-детритовые, микрозернистые, микро-тонкозернистые;

2) доломиты микро-тонкозернистые слабопористые.

Встречаются обломки кварца (от 0,07 до 0,65 мм) и обломки вышележащих пород, сцементированные друг с другом глинистым веществом.

На гл. 197 м (фаменский ярус) выделяются следующие литотипы:

1) известняки: водорослевые слабопористые, органогенно-детритовые, микрозернистые, брекчированные;

2) доломиты: микро-тонко-мелкозернистые пористые и слабопористые.

Встречаются обломки кварца, кремней и вулканитов вышележащих горизонтов.

На гл. 219 м (фаменский ярус) выделяются следующие литотипы:

1) доломиты: тонко-микрозернистые и микрозернистые слабопористые;

2) известняки мелкозернистые и пелитоморфные.

Среди выделенных литотипов встречаются пористые разности пород.

На гл. 40 м коллекторами являются доломиты, в которых пустотное пространство в большей степени представлено межкристаллическими порами, микрокавернами, микропористостью, встречаются единичные тонкие полые слабоволнистые трещины. Пустотное пространство в данном литотипе может достигать 10-35%.

На гл. 64,5-187 м породы-коллекторы представлены известняками тонко-микрокомковатыми, в которых пустотное пространство представлено: внутриформенными порами (внутри комков) и микропористостью, пористость пород составляет 20-30%.

На гл. 197 м породы-коллекторы представлены доломитами микро- мелкозернистыми, в которых пустотное пространство представлено: межкристаллическими порами,

микрокавернами, микропорами, реже внутриформенными порами, пористость составляет 20-30%.

Таким образом, породы пермской системы представлены мореными отложениями, породы серпуховского яруса - доломитами, известняками и песчаниками, породы турнейского, визейского и фаменского ярусов представлены известняками и доломитами. Породы коллекторы представлены известняками и доломитами серпуховского, турнейского, визейского и фаменского ярусов. Пористость в породах коллекторах может достигать 35%.

РЕПЕРНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ В РАЗРЕЗЕ ВАСЮГАНСКОГО ГОРИЗОНТА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КЕРНА (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Г.Г. Кравченко

Томский научный исследовательский и проектный институт нефти и газа (ОАО «ТомскНИПИнефть»), Томск, e-mail: KravchenkoGG@nipineft.tomsk.ru

Установлено существование в терригенном васюганском горизонте келловей-окфордского возраста трансгрессивной поверхности, являющейся важным региональным репером. Построена карта толщин перекрывающего её трансгрессивного системного тракта и сделан ряд заключений об эволюции территории района исследований.

Представленные ниже результаты были получены автором в ходе изучения васюганского горизонта на керновом материале большого числа скважин Томской области, находящихся в кернохранилище ОАО «ТомскНИПИнефть». Район исследования (РИ) включал в себя западную и северную части Томской области, охваченные в той или иной степени бурением на нефть и газ.

При корреляции продуктивных пластов васюганского горизонта особое значение принимает вопрос о поиске надёжных реперов внутри него. Традиционно в качестве реперов используются выдержанные пласты аргиллитов, углей или песчаников, которые по объективным причинам обладают приемлемой протяжённостью лишь при работах в масштабах структур I-го порядка, что ограничивает их применение площадями масштаба месторождения или группы месторождений [2]. Особенно проблематична корреляция разрезов скважин в зоне перехода от васюганской к наунакской свите в связи с закономерным изменением литологического состава согласно закону о латеральном изменении фаций, вследствие чего, общепринятые реперы типа глинистой нижневасюганской подсвиты или углей межугольной толщи теряют своё значение. Наиболее

результативным в этом отношении оказался методический подход, базирующийся на изучении цикличности, который позволяет обойти означенные проблемы и уверенно выделять реперные поверхности, как в области распространения васюганской свиты, так и в зоне её перехода [2].

Основной реперной поверхностью в васюганском горизонте безусловно следует считать границу эрозионного характера, отделяющую осадки регрессивного и трансгрессивного этапов развития территории, с которыми соотносятся меж- и надугольная толщи соответственно [1]. По мнению автора, данной границе большинством исследователей уделяется недостаточно внимания. Её важное практическое значение обусловлено, во-первых, тем, что она является границей раздела двух частей разреза, имеющих принципиально различное происхождение, которое, в свою очередь, обуславливает различную форму песчаных тел и их литологический состав. Во-вторых, эрозионная граница обладает отчётливыми внешними признаками по керну и может использоваться как реперная на всей территории РИ. С использованием понятийного аппарата секвенс-стратиграфии, получающей все более широкое распространение, рассматриваемая эрозионная граница соответствует трансгрессивной поверхности (ТП, TS), а залегающие выше до барабинской пачки отложения являются трансгрессивным системным трактом (ТСТ, TST) [3]. По керновым данным были определены толщины ТСТ и построена карта (рисунок).

Обычно принимается, что депоцентр в верхнеюрское время находился в центре Западно-Сибирской плиты, что обусловило на территории РИ закономерную смену фаций с востока на запад от континентальных до мелководно-морских [4]. Логично предположить, что начавшаяся в оксфорде трансгрессия выражалась в продвижении береговой линии в обратном направлении – с запада на восток, что неизбежно должно было привести к накоплению более мощных толщ морских осадков на западе РИ. Однако, в действительности наблюдается более сложная картина: на карте-схеме толщин наблюдается две зоны с максимумами толщин, в которых толщина ТСТ достигает 30 м. Первый расположен на западе – северо-западе РИ. Значительную роль в его строении играют фации фронта дельты флювиального типа – устьевые бары и их фронты. Они отвечают стадиям понижения относительного уровня моря (ОУМ) во время которых происходила проградация дельтового комплекса, что позволяет отнести их к тракту низкого стояния (ТНС, LST). Фации стадий проградации дельты разделяются отложениями трансгрессивных трактов более мелкого порядка, которые представляют собой сильно биотурбированные шельфовые осадки с большим содержанием фаунистических остатков (что указывает на низкую скорость поступления терригенного материала). Насчитывается от 2 до 4 стадий выдвижения дельты. Второй максимум толщин на карте-схеме расположен в южной части РИ. В его строении

принимают участие приливно-отливные фации побережья барьерного типа. Здесь выделяется два этапа повышения ОУМ, между которыми в обстановке прибрежных болот отлагались маломощные пласты углей. Обширная зона, где ТСТ выклинивается, расположена в центральной части РИ. Восточнее снова происходит увеличение толщины ТСТ, где он представлен достаточно удалённой от береговой линией фацией внутреннего шельфа переходной зоны пляжа.

Анализ представленной карты-схемы и подстилающих отложений позволяет предположить, что поднятие возникло одновременно с началом трансгрессии или близко к нему. Возможно, его появление связано с тектонической активизацией всего Западно-Сибирского региона и его окрестностей. Отсутствие следов более глубокого размыва в отложениях, слагающих поднятие, даёт основание предположить, что его рост лишь компенсировал повышение уровня моря. На окружающей территории повышение уровня моря оказалось некомпенсированным, что привело к накоплению мелководно- и прибрежно-морских осадков толщиной до 30 м.

Обращает на себя факт резкой фациальной изменчивости отложений ТСТ, расположенных по разные стороны от поднятия. По-видимому, оно играло роль барьера, определявшего направления не только флювиальных потоков в дельтах, но и приливно-отливных течений. Учитывая направление поднятия с юго-запада на северо-восток, можно предположить, что с этих же направлений, параллельно поднятию, осуществлялся привнос терригенного материала.

В результате проведённых исследований установлено, что для задач по расчленению и корреляции васюганского горизонта может быть с успехом применён методический подход с обязательным изучением цикличности, в частности, секвенс-стратиграфический. Построена карта толщин ТСТ. По данной карте можно сделать ряд заключений об эволюции территории РИ в период верхнеюрской трансгрессии.

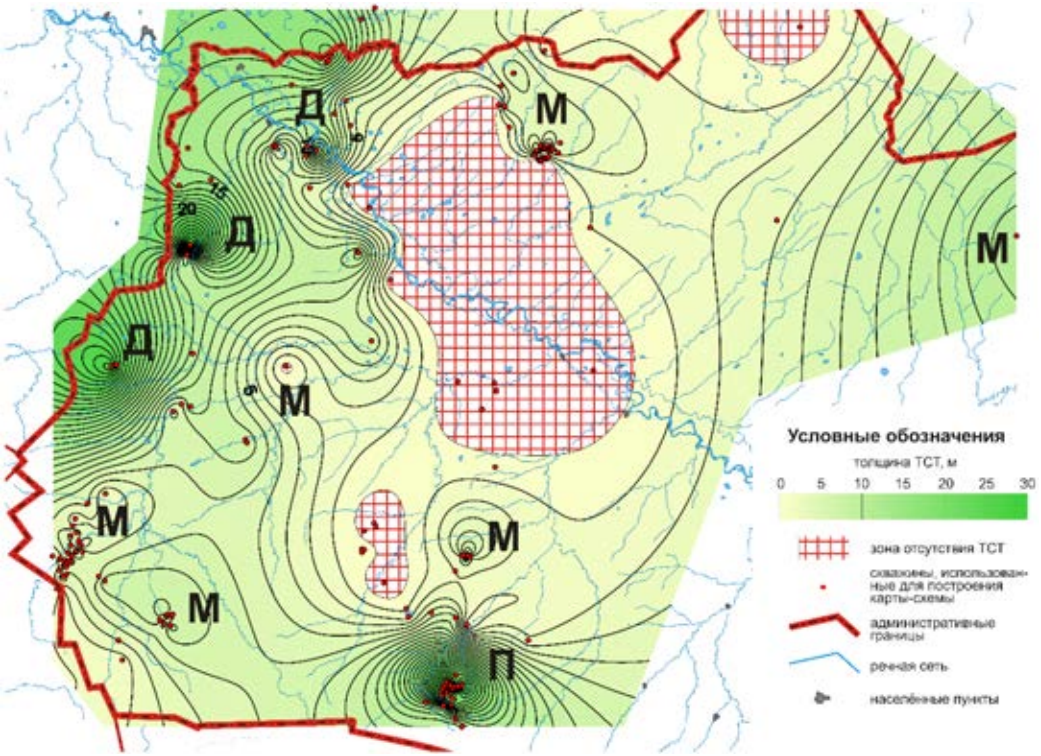


Рисунок 1 - Карта-схема толщин ТСТ. Буквами обозначены преобладающие обстановки осадконакопления: М – мелководно-морская, П – приливно-отливная, Д – дельтовая.

Литература:

1. *Даненберг Е.Е., Белозеров В.Б., Брылина Н.А*. Геологическое строение и нефтегазоносность верхнеюрско-нижнемеловых отложений юго-востока Западной Сибирской плиты (Томская область). Томск Изд-во ТПУ. 2006. 291 с.

2. *Кравченко Г.Г.* Цикличность строения васюганского горизонта по данным исследований керна (на примере юго-востока Западной Сибири) // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). В 3 т. / Рос. акад. наук, Науч. совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ; Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. – Т. II. – 422 с. – С.92-97.

3. *Позаментьер Г., Аллен Дж. П.* Секвенсная стратиграфия терригенных отложений. Основные принципы и применение. – М. – Ижевск: Институт компьютерных исследований. 2014. – 436 с.

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

ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЬБСКИХ И СЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА М-37-II (КШЕНСКИЙ)

Е.В. Кутищева

ФГБОУ ВПО «ВГУ», г. Воронеж, e-mail: kutishcheva.e@yandex.ru

В настоящей работе приводится фациальная характеристика альбских и сеноманских отложений в пределах территории листа М-37-II (Кшенский). На основании предшествующих исследований автора, а также собранном фондовом материале были получены новые данные о динамике среды осадконакопления, которые легли в основу построения литолого-фацильных карт масштаба 1:200 000.

Формирование альбских отложений происходило в условиях мелководно-морской обстановки бассейна нормальной солености. При этом гидродинамическая активность среды не была однородна [3]. В пределах территории листа М-37-II (Кшенский) выделяются три основных зоны: со средней, средней и высокой с преобладанием средней и средней и высокой с преобладанием высокой активности среды (Рисунок 1 (а). Большая часть отложений сформировалась в условиях средней и высокой, с преобладанием средней активности среды осадконакопления (IIБВ). Данная зона распространена с юго-запада на северо-восток территории листа М-37-II (Кшенский) и в его юго-восточной части. Отложения представлены песками мелкозернистыми, реже, средне- и крупнозернистыми, светло-серыми, желтыми, хорошо сортированными, слабоглинистыми. Встречаются полосы и гнезда ожелезнения. Практически повсеместно в пределах зоны IIБВ отмечаются гальки фосфорита, также, довольно часто в отложениях встречаются зерна глауконита, полностью отсутствуя лишь в центральной части листа М-37-II (Кшенский).

Отложения со средней и высокой с преобладанием высокой активностью гидродинамического режима (IIВБ) широко распространены на юге-юго-востоке и западе листа М-37-II (Кшенский), а также в северной части листа, на междуречье Щигор-Тим и Тим-Кшень. Отложения представлены песками охристо-желтыми, желтыми, светло-серыми, разнозернистыми, преимущественно средне-крупнозернистыми, встречаются крупные зерна кварца средней степени окатанности и гальки фосфоритов. Для отложений данной зоны прослеживается уменьшение крупности осадка по направлению с юга на север. Преобладающие крупные фракции на юге и востоке листа М-37-II (Кшенский) сменяются мелкозернистыми отложениями с гравием и гальками кварца по направлению на северо-восток рассматриваемой территории.

Зона мелководно-морского бассейна со средней активностью среды (IIБ) характеризуется достаточно однородным составом отложений и представлена песками желтыми и светло-серыми, мелкозернистыми, слабоглинистыми, слабослюдистыми, с

примесью глауконита, редко, тонкослоистыми, хорошо сортированными. Данные отложения распространены на северо-западе листа М-37-II (Кшенский).

Для сеноманских отложений рассматриваемой территории также выделяется ряд фациальных зон, различных по динамике среды (Рисунок 1, (б). Наибольшую площадь занимает зона IIБ- мелководно-морская обстановка водоёма нормальной солености со средней активностью гидродинамического режима. Разрез зоны представлен песками от темно- до светло-зеленоватых и серых, мелкозернистыми и тонко-мелкозернистыми до алевритистых, кварц-глауконитовыми, глинистыми, с включениями и прослоями темно-серых и бурых желваков фосфоритов размером 1-4 см, редко до 10-15 см. Пески хорошо сортированы, для них характерна неясная горизонтальная и волнистая слоистость, подчеркнутая неравномерным ожелезнением. На юге рассматриваемой зоны отмечается характерное для верхних частей разреза отложений сеноманского времени увеличение содержания карбонатного материала.

Вторая фациальная зона IIБ-IIВ (мелководно-морская водоёма нормальной солености со средней и высокой активностью гидродинамического режима) широко распространена на юго-западе территории, где представлена песком серым, кварцевым, разнозернистым. Встречаются прослои фосфоритовых желваков, мощность которых составляет до 0,6 м. В северо-восточной части исследуемой территории отложения зоны представлены песками серо-зелеными, мелко-среднезернистыми и среднезернистыми. Отмечается примесь гравия в виде прослоя мощностью до 5 м, а также прослойки зеленовато-серой, бурой глины с галькой фосфоритов. В подошве вскрытых скважинами отложений встречаются обломки рыхлого мелкозернистого бурого песчаника, прослойки зеленовато-серой, бурой глины с галькой фосфоритов.

На северо-западе территории выделяется небольшая по площади зона IIБ-IIВ. Она представлена песками глауконит-кварцевыми, среднезернистыми, известковистыми, в которых встречаются рассеянные фосфоритовые желваки. Скважинами вскрываются надплитный фосфоритовый слой и фосфоритовая плита, мощностью 0,13- 0,21 м. Данная зона отвечает локальному поднятию в сеноманское время.

В результате проведенных исследований были скорректированы границы распространения для альбских и сеноманских отложений в пределах территории листа М-37-II (Кшенский), а также проведена детализация условий осадконакопления по отношению к ранее имеющимся данным масштаба 1:500 000 [3]. Полученные результаты наглядно характеризуют направление и изменения в скорости потока, а также выявляют особенности рельефа.

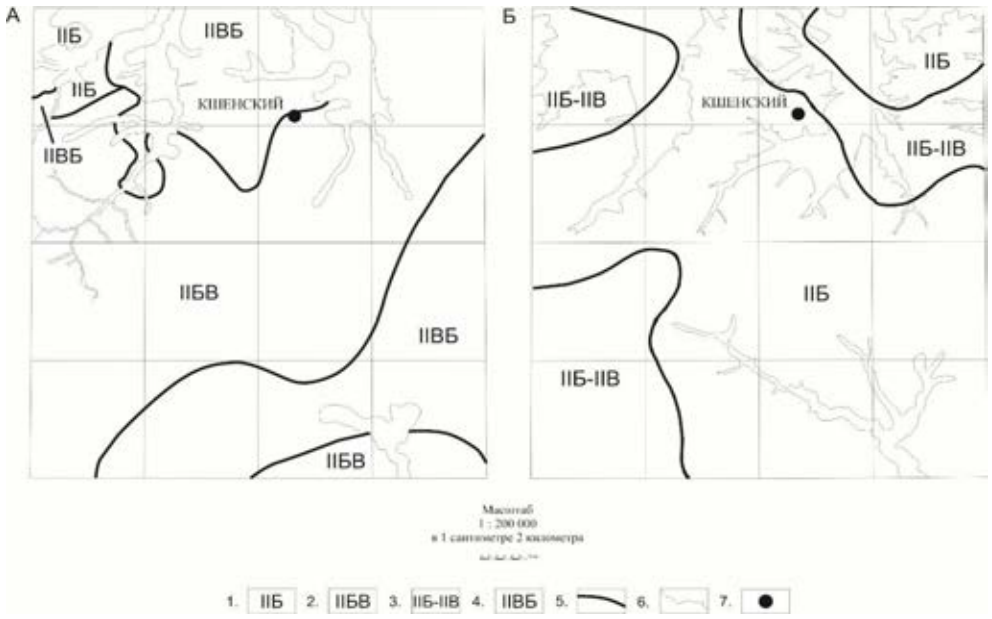


Рисунок 1 - Схематичная фациальная карта территории листа М-37-II (Кшенский) для: А – отложений альбского времени; Б – отложений сеноманского времени.

Условные обозначения: Фациальные обстановки: 1. – мелководно-морская нормальной солености со средней активностью гидродинамического режима; 2 – мелководно-морская водоёма нормальной солености со средней и высокой с преобладанием средней активностью среды; 3 – мелководно-морская водоёма нормальной солености со средней и высокой активностью гидродинамического режима; 4 – мелководно-морская водоёма нормальной солености со средней и высокой с преобладанием высокой активностью гидродинамического режима; 5. – границы фациальных зон; 6. – границы размыва отложений; 7. – населенные пункты.

Литература:

1. *Крашенинников Г.Ф.* Учение о фациях. - М., изд-во Высшая школа, 1971 г.-367 с.

2. *Кутищева Е.В.* Гранулометрическая характеристика альбских отложений центральной части Воронежской антеклизы / Е.В. Кутищева // Вестник Воронеж.гос.ун-та. Серия: Геология. - 2013.-№1.-С.33-39.

3. *Савко А.Д.* Объяснительная записка к атласу фациальных карт Воронежской антеклизы/ А.Д. Савко [и др.]// Труды НИИ Геологии. - Воронеж, 2004.-107 с.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ МИКРОТЕКСТУРЫ В ПОРОДАХ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (ДОЛИНА Р.ЧАНТЫ-АРГУН)

И.В. Латышева

ГИН РАН, Москва, e-mail: irkalatysheva@gmail.com

В работе рассмотрены особенности деформационных микротекстур в нижне-среднеюрских терригенных породах Восточного Кавказа вдоль долины р. Чанты-Аргун. Микротекстуры изучались в шлифах, по степени развития кливажа в породах определена примерная величина деформации. Степень

деформированности пород закономерно изменяется вдоль рассмотренного профиля с севера на юг. Проведено сравнение степени развития микротекстур с развитием других постседиментационных преобразований пород.

Данная работа является продолжением работ по комплексному исследованию нижне-среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа. Ранее были исследованы образцы нижне-среднеюрских пород, отобранные Ю.О. Гавриловым в долинах рек Белой, Терека, Аварского Койсу [1, 2, 4].

Особенности деформационных текстур изучались в шлифах. Исследовались все отобранные разности отложений – песчаники, алевролиты, глинистые породы. По степени развития в породах микротекстуры межзернового кливажа определена примерная величина деформации укорочения.

По характеру развития в породах деформационных текстур на геологическом профиле вдоль р. Чанты-Аргун можно выделить несколько зон.

Самая северная зона характеризуется отсутствием в породах дефомационных текстур.

Следующая к югу зона протягивается примерно от правого притока р. Чанты-Аргун - р. Хочаройахк на севере и до Пуйского разлома на юге. В этой части профиля почти во всех образцах наблюдаются кливажные зоны. Кливаж зональный, часто распространен послойно в более глинистых породах. Песчанистые прослои слабо деформированные, в глинистых прослоях кливаж обычно развит лучше, деформация укорочения достигает 10 %, в некоторых прослоях – до 20 %. Иногда в породах наблюдаются начальные стадии образования кливажных муллионов, фрагментов более прочных алевритовых прослоев в форме длинных брусовидных образований, разделенных кливажными зонами [3].

Повсеместно наблюдается изгибание кливажных зон и пучки кливажа на границах слойков разного гранулометрического состава, что свидетельствует о доскладчатом происхождении кливажа, на стадии продольного укорочения слоев [6].

Следующая в южном направлении зона располагается между двумя крупными разломами – Пуйским и Нелхским. Во всех образцах пород этой зоны наблюдаются деформационные текстуры, в отличие от пород, слагающих зону 2. По характеру складчатых и разрывных деформаций эта зона является переходной между двумя соседними зонами. Породы, слагающие ее, показывают средние значения деформации, и их можно считать переходными от недеформированных пород к сильно деформированным. Величина деформации укорочения в глинистых породах составляет 15 %, в алевропесчаниках не превышает 5 %.

Самая южная часть профиля – зона южнее Нелхского разлома до р. Гуроцкали. Породы этой зоны претерпели наиболее сильные деформации в пределах изучаемого профиля. Здесь наблюдается самое большое разнообразие деформационных микротекстур.

В глинистых прослоях можно видеть хорошо развитый кливаж и высокие значения величины деформации укорочения. Направление кливажа в алевритовых и глинистых прослоях часто не совпадает – имеет место преломление кливажа на границе слоев, и, следовательно, здесь образование кливажа также доскладчатое [1]. В породах наблюдаются совершенные протяженные кливажные зоны, величина деформации укорочения в глинистых породах составляет более 20 %. На границах разных слоев часто наблюдаются зоны сгущения кливажных плоскостей – пучки кливажа.

В породах этой зоны наблюдаются кливажные муллионы, образовавшиеся в результате неравномерного развития кливажа при сжатии вдоль слоистости. В глинистых породах развивается более частый проникающий кливаж, а в более вязких алевритовых прослоях – редкий и грубый. При дальнейшем развитии деформации отдельные фрагменты слоев все сильнее смещаются вдоль кливажных швов [3]. Присутствие кливажных муллионов может свидетельствовать о более сильной и длительной деформации этих пород, по сравнению с породами из более северных частей профиля.

В образцах пород из этой части профиля иногда наблюдается кливаж плойчатости – кливажные зоны разделяют микролитоны, внутри которых наблюдается более ранняя текстура межзернового кливажа. Во время изгиба слоев в складки по образовавшимся ранее кливажным зонам формируются новые кливажные зоны другого простирания [5]. Ранее такая текстура наблюдалась при изучении терригенных пород, слагающих долину р. Терек. Появление в породах кливажа плойчатости, наложенного на межзерновой кливаж, связывается с неоднократным воздействием сильных стрессовых напряжений на толщу пород [1].

В образцах пород южной части профиля наблюдается самое большое количество бород нарастания и минеральных жил различного строения и состава, что может свидетельствовать о сильной изменчивости условий деформации внутри объема пород, даже в пределах одной описываемой зоны. Большое разнообразие микротекстур, наблюдаемое в образцах из южной части профиля, свидетельствует о происходивших неоднократно сильных деформациях.

В целом, изученные образцы показывают неоднородность деформации пород в разных частях профиля. В направлении с севера на юг, к осевой части Большого Кавказа, величина деформации возрастает, наблюдается большое разнообразие деформационных текстур. Образование кливажа началось в условиях сжатия, на начальной стадии продольного укорочения, до складчатости. Деформации происходили в несколько этапов, изменения характера деформации происходили по мере ее развития, в разной степени

затрагивая разные части профиля. Самым сильным и длительным изменениям подверглись породы южной части профиля.

Установленные для деформационных текстур закономерности согласуются с другими характеристиками пород – с севера на юг усиливаются все постседиментационные преобразования пород. Происходит изменение минеральных ассоциаций, «омоложение» радиогенного возраста, что связывается с действием на толщу пород многократных импульсов сжимающих напряжений.

Литература:

1.Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И., Талицкий В.Г. Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики нижне-и среднеюрского комплекса Большого Кавказа (район р. Терек) // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 58-77.

2.Гаврилов Ю.О., Кущева Ю.В., Латышева И.В., Герцев Д.О. K-Ar система, литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики юрского терригенного комплекса Северо-Восточного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 6. С. 543–561.

3.Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М. Научный мир. 2011.

4.Кущева Ю.В., Латышева И.В., Головин Д.И., Гаврилов Ю.О. Текстурно-структурные, минералогические и изотопно-возрастные характеристики юрских терригенных отложений Северо-Западного Кавказа (разрез по р. Белой) // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 3. С. 286–297.

5.Талицкий В.Г. Кливаж плойчатости в метаморфических породах Макбальского мегантиклинория (Северный Тянь-Шань) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1983. №5. С. 34-39.

6.Талицкий В.Г. О соотношении кливажа со складками (генетический аспект) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 4. С. 3-14.

ВЛИЯНИЕ СЕДИМЕНТО- И ДИАГЕНЕЗА НА СОСТАВ РЕЗИНИТА

Е.Ю.Макарова, Е.Е.Маслова

МГУ, Москва, e-mail: lenamakarova87@yandex.ru

В данной работе авторами рассмотрены условия формирования и переотложения скоплений ископаемых смол (янтарей) как основной фактор, влияющий на различие химического состава и физических свойств резинитов. Для исследований выбраны образцы янтарей эоцен-миоценового возраста из разных регионов мира. Была проведена инфракрасная спектроскопия (ИКС) образцов, проанализированы различия состава, изучены вмещающие отложения, обстановки седиментации.

Янтарь представляет собой ископаемую смолу высших растений, относящуюся к резиниту, входящего в группу полимерлипоидинов - основную группу в живом веществе организмов, из некромы которых образуется часть углеводородов горючих ископаемых. В процессе седиментогенеза и фоссилизации, несмотря на различные химические преобразования в исходном веществе, первичные смолы растений сохраняют большинство основных черт группового состава. Метод ИКС (инфракрасная спектроскопия) является наиболее информативным и широко применяется для изучения состава янтарей и смол, позволяет идентифицировать янтари разных месторождений, применяется в химии, геологии, археологии.

На рисунке показано распространение известных скоплений янтарей с указанием возраста вмещающих отложений, красным цветом выделены места отбора исследованных образцов (эоценовые отложения: о.Сахалин, Калининградская обл., север Якутии; миоценовые отложения: Малазия; верхнемеловые отложения: валховит – Центральная Европа). Кроме того, были исследованы образцы смол современных хвойных и лиственных растений, отобранные в различных регионах (Австралия, Средиземноморье, Центральная Европа). Суспензии с образцами янтарей и смол исследовались на ИК-Фурье спектрометре ФСМ 1201 с помощью программного обеспечения FSpec в диапазоне 4000–400 см $^{-1}$, с разрешением 4 см $^{-1}$ и числом сканирований 20. Интерпретация полученных ИК-спектров проводилась с использованием справочных материалов [2] и исследований других авторов [1].

По присутствию определённого набора полос поглощения определены особенности группового состава ископаемых и современных смол, наличие и относительная степень изменений, которым они подверглись. Результаты интерпретации исследований янтарей сведены в таблицу. В их составе выделяются группы $-CH_2-$, $-CH_3$ алканов, группы $HR_1C=CR_2H$, $R_1R_2C=CH_2$, $>C=C-H$ в цикле, C-O и C=O карбоновых кислот и их сложных эфиров и связи C–O и O-H спиртов.

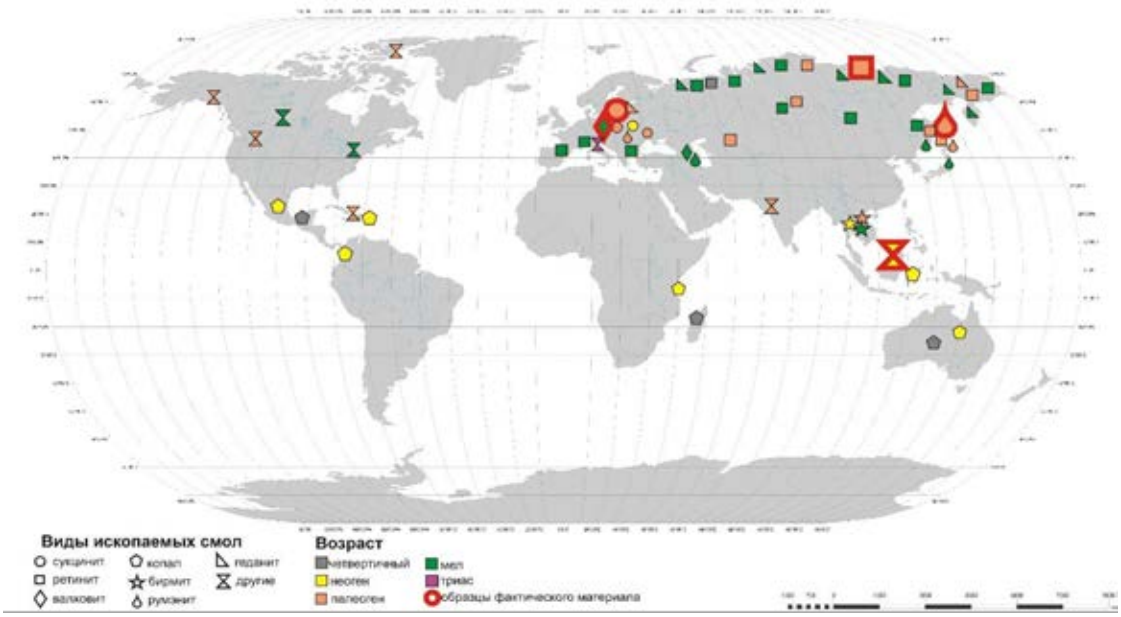


Рисунок 1 - Карта распространения янтарей и янтароподобных ископаемых смол

Таблица 1 - Характеристики полос поглощения (волновое число, $см^{-1}$) ИК-спектроскопии Интенсивность полос: * – сильная, ○ – средняя, Δ – слабая, − – отсутствие.

Янтари	C=O кислот / C=O эфиров (≈1700/ ≈1730)	C–O кислот / C–O эфиров (≈1250/≈1160)	C–O первич-ных спиртов (1000-1075)	C–O вторич-ных спиртов (1030-1125)	O-H (3400-3550)	>C=C-H (≈ 814)	$R_1R_2C=CH_2$ (885-895)	$HR_1C=CR_2H$ (транс-конфигурация) (960-980)
Балтий-ский	○1710≈ 1735	○1250< 1160	−	−	Δ 3400-3550	−	Δ 888	Δ 976
север Якутии	*1695	Δ1260> 1160	Δ1033	Δ1094	Δ3400-3550	−	Δ888	Δ971
Малазий-ский	*1690	○1255≈ 1165	○1048	−	Δ3400-3550	−	○888	Δ970
Сахалин-ский	○1690> 1725	Δ1240> 1158	Δ1033	Δ1105	Δ3400-3550	Δ818	Δ888	Δ970

Согласно ИК спектрам, в составе балтийских янтарей представлены полосы поглощения карбоновых кислот и их сложных эфиров, концевой метиленовой группы в составе группировки $R_1R_2C=CH_2$, связи $HR_1C=CR_2H$, группы O-H, связанной водородной

связью. Присутствие широкого плеча при 1250 $см^{-1}$ в сочетании с острым пиком 1160 $см^{-1}$ является характерным для калининградского янтаря (сукцинита) и носит название «балтийский зубец».

В составе янтарей малазийского и севера Якутии помимо перечисленных выше групп, также присутствуют связи С-О первичных и вторичных спиртов. Кроме того, в их спектрах наблюдается полоса 1690 $см^{-1}$ связей С=О карбоновых кислот, а полоса поглощения связей С=О сложных эфиров отсутствует, что позволяет предположить высокую степень окисленности этих смол, которая также визуально определяется более тёмной окраской, плохой прозрачностью, трещиноватостью. В составе сахалинского янтаря, в отличие от вышеописанных янтарей, присутствуют группы >С=С-Н в цикле, что также является следами выветривания. Но этот янтарь окислен в меньшей степени.

При анализе состава вмещающих янтареносных толщ было выделено несколько механизмов их формирования, что хорошо коррелируется с особенностями состава ископаемых смол. Первый механизм – выделение смолы из древесины непосредственно в болото и захоронение вместе с торфяником (север Якутии и Малайзия – образцы янтарей отобраны непосредственно из пластов бурых углей). Можно предположить, что происходило «первичное» окисление растительных смол гуминовыми кислотами торфяных вод в процессе диагенеза, что повлияло на изменение их состава и физических свойств. Впоследствии пласты торфяника или углей могут перемываться и янтарь будет накапливаться в россыпях речных и прибрежных отложений (о.Сахалин – небольшие по запасам приморские россыпи). Незначительная окисленность этих янтарей связана, по-видимому, с быстрым перезахоронением в других геохимических условиях. Второй механизм формирования дал промышленные скопления янтаря (балтийский) - смола отделяется от древесины и переносится от места произрастания «янтарных» лесов в мелководно-морские обстановки седиментации (глауконит содержащие пески и глины). Захоронение происходит в более восстановительных условиях. Отмечаются корочки окисления толщиной менее 1 мм, крупные зерна янтаря не теряют пластичность и прозрачность.

Литература:

1. Мартиросян О. В., Богдасаров М. А. Ископаемые смолы: диагностика, классификация и структурные преобразования в условиях термального воздействия // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 10-15.

2. Тарасевич Б. Н. ИК спектры основных классов органических соединений. Москва, МГУ, 2012. 54 с.

ПИРИТЫ В ВЫБРОСАХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ АЗЕРБАЙДЖАНА

В.Ю.Лаврушин[1], Ад.А.Алиев[2] Б.Г.Покровский[1], С.Н.Кох[3]

[1]*ГИН РАН, Москва, e-mail: v_lavrushin@ginras.ru*

[2] *ИГГ НАНА, Баку.*

[3] *ИГМ СО РАН, Новосибирск.*

Изучены минералогические и изотопно-геохимические особенности пиритов из выбросов грязевых вулканов Азербайджана. Они часто обнаруживаются на вулканах, характеризующихся периодическими эксплозивными извержениями. Размер их отдельных кристаллов достигает в поперечнике первых см. Пириты характеризуются очень необычным изотопным составом серы - величина $\delta^{34}S$ варьирует от -27.0 до +26.4 ‰. Их генезис связывается с локальными геохимическими аномалиями, возникающими на периферии грязевулканического канала при контакте грязевулканического углеводород-содержащего флюида с пластовыми водами осадочного чехла. Таким образом, эти пириты можно трактовать как результат с азонального вторичным минералообразования, связанного с так называемыми «жерловыми фациями» грязевых вулканов.

Грязевые вулканы являются одним из проявлений активной флюидодинамики нефтегазоносных систем, формирующихся в чехле молодых осадочных бассейнов подвижных поясов Земли. Исследование грязевулканических брекчий дает возможность изучить литологический состав пород и рассмотреть некоторые особенности геохимических процессов аутигенного минералообразования, протекающих в осадочном чехле. В данном случае аутигенная минерализация может быть связана как с процессами нормального литогенеза, так и быть результатом инъекции грязевулканических флюидов, насыщенных углеводородами, в вышележащие водоносные горизонты.

Обследование грязевых вулканов Азербайджана показало, что на поверхности некоторых из них обнаруживаются кристаллы пирита. Их почти всегда можно найти там, где недавно происходили сильные извержения, сопровождающиеся выбросами больших объемов грязебрекчий. Поэтому все находки кристаллических пиритов локализуются в северной части Куринской впадины и прилегающих к ней районах Гобустана и Апшерона.

Пириты представлены мелкокристаллическими агрегатами или отдельными крупными кристаллами (до 1-3 см) кубической сингонии.

Для определения их генезиса проведена серия изотопных ($\delta^{34}S$) и химических исследований их состава. Определения химического состава показали, что стехиометрически составы близки формуле FeS_2. В виде незначительной примеси в них присутствуют: As, Mn, Cu, Zn, Sb, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U.

Результаты изотопных исследований показали (табл.), что величина $\delta^{34}S$ пиритов меняется в диапазоне величин – от -27.0 до +26.4 ‰ ($\delta^{34}S_{средн.}$= -1.6±14.4 ‰, для n=33).

Разброс величин $\delta^{34}S$ в образцах пирита в пределах одного вулкана может достигать 32 ‰ (в. Гаракюря). Однако для 5 из 7 вулканов диапазон вариаций не превышал 17.3 ‰.

Несмотря на столь высокую изменчивость значений $\delta^{34}S$, в пространственном распределении этого параметра все же отмечается определенная зональность.

Более низкие значения $\delta^{34}S$ (< +2 ‰) обнаруживаются в вулканах, тяготеющих к современному побережью Каспийского моря, а более высокие – к центральной и западной части Апшеронского полуострова (Гобустану).

Предполагается [1, 2, 3], что образование пиритов с аномально-высокими значениями $\delta^{34}S$ (>>+20‰) является результатом процессов сульфат-редукции, протекающих в закрытой (относительно сульфат-иона) системе при избыточных количествах органического вещества.

Подобные условия могут реализовываться в осадках богатых органическим веществом на поздних стадиях диагенеза или в раннем катагенезе (в нефтематеринских толщах). Впрочем, по такому же механизму может протекать процесс образования сульфидов и в приразломных зонах, по которым циркулируют углеводородные флюиды [1]. В таких обстановках из-за значительных вариаций взаимоотношений концентраций органического вещества и сульфата будут формироваться сульфиды с широким спектром значений $\delta^{34}S$ – от изотопно-лёгких (как в диагенезе), и до изотопно-тяжёлых (до +20‰ ÷ +40‰).

На формирование сульфидов в обстановке изотопного исчерпания (по SO_4) указывает обратное взаимоотношение концентраций SO_4^{2-} в воде и значений $\delta^{34}S$ в сульфидах. Такая зависимость также указывает на генетическую связь сульфидной минерализации грязебрекчий с

№ на рис.	№ обр.	Название вулкана	$\delta^{34}S$, ‰
Пириты			
1	1-S	Чапылмыш	-16,1
1	22c	Чапылмыш	-14,6
2	2-c	Учтепе	+25,4
2	24c	Учтепе	+3,9
2	24-1c	Учтепе	+5,0
2	24-2c	Учтепе	+13,4
3	19-12	Дашмардан	+17,4
4	3-c	Заахтарма	+16,4
5	4-c	Боздаг	-1,2
6	5-c	Готурлыг	+6,4
7	6-c1	Шекихан	-26,5
7	6-c2	Шекихан	-14,0
7	28-1c	Шекихан	-19,9
7	28-2c	Шекихан	-13,1
8	7-C	Шихзаирли	+4,7
8	27-1c	Шихзаирли	-11,4
8	27-2c	Шихзаирли	+5,9
8	27-3c	Шихзаирли	+3,1
9	8-c	Касумкент	+26,4
10	9-c	Отманбоздаг	+1,9
11	10-c	Локботан	-4,3
11	25-1C	Локботан	+5,8
11	26-1C	Локботан	+12,4
11	26-2C	Локботан	+1,8
12	11-c	Агзыгбир	-13,3
13	12-c	Дурандаг	+13,4
14	13-c	Большой Кяниздаг	-16,0
15	14-c	о.Булла (Харе-Зиря)	-7,9
15	20c	о.Булла (Харе-Зиря)	-5,3
16	15-c	Торагай	-27,0
19	23c	о.Зенбил	-2,8
20	21-1c	Гаракюря	+5,8
20	21-2c	Гаракюря	-26,9
Гипс			
17	18-10	Шахикая	+15,6
18	10-10	Пильпиля-Карадаг	-13,9

современными грязевулканическими водами. Таким образом, большую часть исследованного сульфидного материала можно связать не с поздними этапами «нормального» литогенеза, а с азональными процессами аутигенного минералообразования, связанными с формированием вертикальных проницаемых каналов, по которым циркулируют грязевулканические флюиды.

В свете такой трактовки генезиса сульфидов наблюдаемая зональность в распределении величин $\delta^{34}S$ (тенденция снижения величины $\delta^{34}S$ в сторону Каспийского моря) не находит однозначного объяснения. Возможно, она отражает какие-то первичные геохимические особенности разновозрастных комплексов осадочного разреза, например, связанные с вариациями концентраций SO_4 в пластовых водах.

По результатам проведённых исследований можно сделать следующие выводы:

1. $\delta^{34}S$ пиритов меняется в диапазоне от -27.0 до +26.4 ‰ ($\delta^{34}S_{средн.}$= -1.6±14.4 ‰, для n=33). Высокие величины $\delta^{34}S$ могут быть объяснены процессами изотопного исчерпания сульфатной серы.

2. Изотопный состав серы в разных кристаллах пиритов, отобранных в пределах одного вулкана, может варьировать в широком диапазоне величин. В отдельных случаях различия между $\delta^{34}S_{max}$ и $\delta^{34}S_{min}$ могут достигать 32 ‰.

3. Обратная зависимость между величиной $\delta^{34}S$ в пиритах и концентрацией сульфатной серы в грязевулканических водах отражает их генетическую взаимосвязь. Что позволяет их отнести к азональной аутигенной минерализации, связанной с вертикальными каналами разгрузки углеводородных флюидов.

4. В пределах Азербайджанской грязевулканической области выявлена пространственная зональность в распределении величин $\delta^{34}S$ в пиритах из грязебрекчий. Она выражается в снижении значений $\delta^{34}S$ с приближением к побережью Каспийского моря. Такая зональность $\delta^{34}S$ может отражать первичные различия в составе седиментационных вод и/или приуроченность к различным возрастным комплексам осадочного разреза.

Благодарности: работа выполнена при поддержке РФФИ, инициативные проекты №№ 11-05-00590 и 14-05-00967.

Литература:

1. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.

2. Prosser D.J., Daws J.A., Fallick A.E., Williams B.P.J. The occurrence and δ34S of authigenic pyrite in Middle Jurassic Brent Group sediments // J. of Petroleum Geology, 1994. V. 17. Issue 4. Pp. 407–428.

3. McKay J.L., Longstaffe F.J. Sulphur isotope geochemistry of pyrite from the Upper Cretaceous Marshybank Formation, Western Interior Basin // Sediment. Geol., 2003. V. 157, Issues 3–4. Pp. 175–195.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОСТРОВОВ ГРУППЫ ФУ-КУЙ – КАТУИК (ШЕЛЬФ ВЬЕТНАМА)

А.А.Малиновский

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, e-mail: malinovsky@fegi.ru

Рассмотрен вещественный состав терригенных и вулканогенно-осадочных пород вулканической зоны на шельфе Вьетнама. На основании полученных данных делаются выводы о составе источников сноса, условиях и обстановках формирования отложений.

В 13-м рейсе НИС «Вулканолог» (1982 г.) на шельфе Вьетнама (Южно-Китайское море) были проведены геолого-геофизические исследования ареальной вулканической зоны, включающей группу островов Фу-Куй – Катуик. Результатом этих исследований явился обширный опубликованный материал по петрохимии вулканических пород [2-4 и др.], а вот данные по вещественному составу осадочных и вулканогенно-осадочных пород отсутствуют.

Изученная вулканическая зона расположена в юго-западной части Южно-Китайского моря, протягиваясь в субмеридиональном направлении на 80-90 км при ширине 10-25 км [1]. Зона является частью кайнозойской континентальной вулканической провинции Юго-Восточной Азии и представлена небольшими моногенными, одноактными верхнеплейстоцен-голоценовыми наземными и подводными вулканами, располагающимися на вулканогенно-осадочном фундаменте мезозойско-кайнозойского возраста [2, 3]. Вулканическая деятельность связана с существующими здесь обстановками растяжения и приурочена к субмеридиональным нарушениям [1]. Последним достоверным извержением в пределах изученной зоны было извержение 1923 года подводного вулкана Иль-де-Сандр,

Группа островов Фу-Куй – Катуик включает в себя собственно о. Фу-Куй, размером 7.5 км на 4 км, и несколько мелких островов (Большой и Малый Катуик, Сапате) длинной до 700 м и высотой до 111 м. Острова имеют вулканическую природу и сложены пачками переслаивания основных туфов, размерностью от алевритовых до среднепсефитовых. Мощности пачек не более 100 м. По всему объему пород рассеяны многочисленные бомбы и обломки базальтов. Помимо этого, в строении о-вов Фу-Куй и Бол. Катуик участвуют маломощные потоки афировых базальтов. Возраст вулканогенных образований по K-Ar датировкам базальтов – моложе 0.6 млн лет [3]. Кроме того, большая часть вулканических образований о. Фу-Куй с несогласием перекрыта «плащем» красновато-бурых рыхлых либо слабо литифицированных разнозернистых песчаных пород мощностью не более 2-3 м.

Песчаные породы о. Фу-Куй от мелко- до крупнозернистых, хорошо сортированы и окатаны. По породообразующим компонентам относятся к аркозам (кварца 58–65%, полевых шпатов, среди которых преобладают КПШ и, реже, кислые плагиоклазы 20–26%, обломков кислых интрузивных и метаморфических пород до 18%). В тяжелой фракции главными являются минералы сиалической ассоциации (до 95%): циркон, турмалин, гранат, сфен, рутил, ильменит, лейкоксен, апатит, дистен, анатаз, силлиманит, ставролит, андалузит и брукит. Типоморфные особенности цирконов, высокие содержания ильменита и лейкоксена, а также анализ соотношений ассоциаций тяжелых минералов свидетельствует, что основным источником обломочного вещества была размывавшаяся пассивная континентальная окраина, сложенная гранитоидами и метаморфическими породами. Изучение химических особенностей обломочных гранатов показывает, что их источниками были кислые изверженные и метаморфические породы, принадлежащие к амфиболитовой и эклогитовой фациям метаморфизма. По химическому составу песчаники близки к изверженным породам риолит-гранитного ряда и относятся к субаркозам. По литохимическим особенностям породы характеризуются высокой химической зрелостью, значительной степенью гидродинамической сортировки, а также преобладающей ролью в их составе сиалической кластики. Генетическая интерпретация химического состава свидетельствует, что основными источниками кластики были кислые интрузивные и метаморфические породы зрелой континентальной земной коры, а обстановки седиментации в областях питания соответствуют пассивным континентальным окраинам. По содержанию РЗЭ песчаные породы характеризуются умеренно фракционированными спектрами распределение с невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ([La/Yb]n=7.3-8.7), а также отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu*=0.60-0.73). По сравнению с PAAS они обеднены как легкими, так и тяжелыми элементами (от 2 до 5 раз). Анализ уровней концентраций и характера распределения редки элементов и их соотношений в песчаных породах подтверждает вывод об их формировании за счет разрушения кислых изверженных пород, слагавших зрелую континентальную кору, а обстановки в областях питания соответствуют пассивным континентальным окраинам.

Туфы всех изученных островов от крупноалевритовых до среднепсефитовых. Обломки обычно угловатые и угловато-окатанные. По составу преобладают литокластические и витрокластические разности, реже встречаются кристаллокластические. Обломки представлены базальтами и туфами. Стекло обычно желтоватое, иногда бурое, пузыристое либо волокнистое. Среди минералов породообразующими являются плагиоклазы, оливин и пироксены. В туфах о. Фу-Куй довольно часто встречаются угловатые и угловато-окатанные зерна кварца. Плохая сортированность и окатанность

пирокластики, обычная градационная слоистость отложений, а также присутствие трещин усыхания на плоскостях напластования, свидетельствует о накоплении пород в субаэральных условиях вблизи от вулканического источника. В туфах среди тяжелых минералов господствует оливин (до 99%), гораздо меньше пироксенов, магнетита, амфиболов, хромита и эпидота. Оливины по составу отвечают форстериту и гортонолиту и идентичны минералам из базальтов о. Фу-Куй и вулкана Иль-де-Сандр [3]. По химическому составу туфы о. Фу-Куй и островов Катуик имеют как сходство, так и различия. Для всех них характерны примерно равные и невысокие содержание TiO_2, Al_2O_3, FeO и K_2O. Вместе с тем, в туфах о. Фу-Куй значительно больше SiO_2, меньше Fe_2O_3, MgO и Na_2O. Кроме того, в них заметны различия в значениях большинства модулей. Различия связаны с присутствием в породах о. Фу-Куй примеси ксеногенного кварца, а также воздушной дифференциацией пирокластики при переносе, что приводит к возрастанию в конечном продукте доли стекла, содержания MgO и суммы щелочей и уменьшению содержания SiO_2 [5]. Исходя из этого, можно предположить большую удаленность островов Катуик от центров вулканических извержений. При сопоставлении составов туфов и вулканитов Вьетнама [4] выявляется их близость к развитым в этой зоне базальтам трахибазальтовой-трахитовой и щелочно-базальтовой серий. Содержания редких и редкоземельных элементов в туфах близки. Они характеризуются однотипными фракционированными спектрами распределения с довольно высоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ([La/Yb]n=12.83-16.0), а также слабо выраженной европиевой аномалией (Eu/Eu*=0.77-0.98). Такой тип распределения весьма сходен с характером распределения РЗЭ в базальтах острова Фу-Куй и подводного вулкана Иль-де-Сандр, которые имеют внутриплитные характеристики и связаны с существующими здесь обстановками растяжения [4].

Литература:

1. Бондаренко В.И., Надежный А.М. Основные черты строения и морфологии вулканической зоны и отдельных подводных вулканов в районе островов Катуик-Фу-Куй на шельфе Вьетнама по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 34-43.

2. Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Новые сведения об особенностях проявления подводной вулканической деятельности на шельфе Южно-Китайского моря по данным гидромагнитной съемки // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 80-85.

3. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. - М.: Научный мир, 1999. 223 с.

4. Федоров П.И., Колосков А.В. Кайнозойский вулканизм Юго-Востока Азии // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 389-420,

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

ЛИТОХИМИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД КОДИНСКОЙ СВИТЫ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)

О.Ю. Мельничук

ИГГ УрО РАН, e-mail: o.u.melnichuk@gmail.com

Впервые представлены сведения по литохимии глинистых пород верхнедевонской кодинской свиты восточного склона Среднего Урала. Выполнена интерпретация данных, вычислены литохимические модули, определен минеральный состав пелитолитов, выдвинуты предположения о петрофонде и климате на палеоводосборах.

Кодинская свита представляет собой преимущественно песчано-глинистую толщу мощностью более 1 км [0]. Глинистые породы слагают в ней прослои, пласты, пакеты и пачки, мощностью от 1-2 см до 9 метров. Свита обнажается близ г. Каменск-Уральский на левом и правом берегах р. Исеть. Породы имеют верхнедевонский возраст [0].

Анализ химического состава пород (18 проб) выполнен в ИГГ УрО РАН аналитиками Н.П. Горбуновой, Л.А.Татариновой, В.П. Власовым и Г.С.Неупокоевой. С использованием рентгено-фазового и термического методов (аналитики О.В. Галахова и Т.Я. Гуляева, В.Г. Петрищева) установлено, что основными породообразующими минералами в рассматриваемых аргиллитах являются хлорит и гидрослюда, в подчиненном количестве монтмориллонит, присутствуют также кварц, плагиоклазы, слюда, и органическое вещество. Содержание породообразующих окислов приведено в Таблице 1.

Таблица 1. Содержание породообразующих оксидов в глинистых породах кодинской свиты, мас. %

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_{3общ}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.
Минимум	53,91	0,82	16,13	7,43	0,05	3,09	0,66	0,32	1,77	0,12	5,02
Среднее	56,42	0,93	17,42	8,64	0,12	5,04	1,28	1,09	2,67	0,15	6,52
Максимум	60,08	1,03	18,95	10,05	0,21	7,02	3,01	2,23	3,80	0,27	9,21

По величине базовых литохимических модулей (табл. 2) все изученные глинистые породы можно отнести к хемотипу псевдосиаллитов [4], значения ГМ которых изменяются в пределах 0,43 - 0,52, а содержание MgO составляет 3,09 – 7,02 %. На базовых модульных диаграммах (таких как Na_2O-K_2O – ГМ, НКМ — ГМ) образцы кодинской свиты формируют единый кластер. По модулю ЩМ среди них можно выделить гипонатровые (4 пробы) и нормонатровые, по модулю ГМ – нормогидролизатные и супергидролизатные (количество проб примерно равное). По модулю ЖМ одна проба выделяется как супержелезистая, остальные – норможелезистые. По модулю ФМ 10 проб отвечают гиперфемичному типу, прочие суперфемичному и нормофемичному. По значениями модуля НКМ породы можно разделить на гипощелочные и нормощелочные. Вариация остальных геохимических модулей

не велика и их значения характеризуют аргиллиты как нормоглиноземистые и нормотитанистые породы [0]. Различия по литохимическим модулям, вероятно, связано с наличием в породах изменчивого количества хлоритов. Других закономерностей в распределении модулей не обнаружено.

Таблица 2. Значения литохимических модулей* для глинистых пород кодинской свиты

	ГМ	ЖМ	ФМ	АМ	ТМ	НКМ	ЩМ
Минимум	0,43	0,39	0,19	0,29	0,046	0,16	0,10
Среднее	0,48	0,48	0,25	0,31	0,053	0,22	0,43
Максимум	0,52	0,60	0,30	0,35	0,059	0,29	0,98

*Модули рассчитаны по [0]

На диаграммах TiO_2 — ТМ и НКМ — ФМ фигуративные точки состава кодинских аргиллитов в основном попадают в поля, характерные для пород с преобладанием хлорита, либо хлорита и гидрослюды, реже – монтмориллонита [0], что неплохо соотносится с установленным минеральным составом рассматриваемых пелитолитов. На диаграмме М. Херрона [0] они попадают в поля сланцев и железистых сланцев.

Согласно [0], повышенное содержание MgO свидетельствует о существенной доле силикатного носителя магния – чаще всего хлорита, но иногда и высокотемпературных Mg-Fe силикатов, т.е. служит индикатором петрофонда основного состава. Однако, на диаграмме F3 – F4 [0,0] фигуративные точки сосредоточены в областях осадков, формирование которых произошло за счет размыва, в том числе и пород, обогащенных кварцем. По другим литохимическим диаграммам точно нельзя сказать, являются ли аргиллиты кодинской свиты петрогенными или литогенными образованиями. Так, на диаграмме ТМ — ЖМ прослеживается отчетливая положительная корреляция титанистости и железистости, но на диаграмме НКМ — ГМ отсутствует корреляция щелочности и гидролизатности, что, согласно [0] является индикатором литогенных отложений. Таким образом, на палеоводосборах, вероятно, размывались как осадочные, так и магматические породы основного состава. Это подтверждается также предыдущими петрографическими исследованиями песчаников кодинского разреза [0]. По этим данным среди обломков пород значительную долю составляют алевролиты (возможно туффиты), микрокварциты и кремнистые породы, хлоритизированные зерна (вероятно, вулканическое стекло?), а также основные эффузивы. Обломки кислых эффузивов редки.

Выветривание в пределах питающей провинции, возможно, происходило в условиях гумидного или переходного (семигумидного/семиаридного) климата – значения индекса CIA [0,0] изменяются от 62,315 до 77,07, отношение Al_2O_3/TiO_2 [0] в пределах 16,83-21,87. Однако, интерпретация значений индекса CIW [0] и соотношения Al_2O_3/Na_2O [0] несколько

противоречат этому предположению. Величина индекса CIW изменяется в пределах от 73,1 до 82,8, соотношения оксидов алюминия и натрия – от 7,5 до 54,4, что указывает на слабую и среднюю интенсивность выветривания. Кодинская свита – относительно мощная толща пород, сформировавшаяся за короткий по геологическим меркам период времени (поздний фран), в связи с чем можно предположить, что на палеоводосборах происходил интенсивный размыв. Сам же источник пород, возможно, находился не на Урале, а на востоке и представлял собой, например, микроконтинент.

Литература:

1. *Акульшина Е.П.* Эволюция физико-химических условий осадкообразования в рифее и фанерозое (на примере Сибири) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1990. С. 17-26.

2. *Анфимов Л.В., Силантьев Е.В.* Петрография франских терригенных образований Урала // Литология главнейших типов осадочных пород франского яруса Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 4-35.

3. *Чувашов Б.И., Анфимов А.Л.* Карбонатно-терригенные отложения разреза «Кодинка – Щербаково» - опорный разрез верхнего девона бассейна р. Исеть (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 88-97.

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

5. *Bhatia M.R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. P. 611–627.

6. *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.

7. *Harnois L.* The CIW index: a new chemical index of weathering // Sedimentary Geology. 1988. V. 55. P. 319-322.

8. *Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.

9. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nat. 1982. V. 299. P. 715–717.

10. *Visser J. N. J. and Young, G. M.* Major element geochemistry and Paleoclimatology of the PermoCarboniferous glacigene Dwyka Formation and postglacial mudrocks in Southern Africa. Palaeogeo. Palaeoclimat. Palaeoecol. 1990. V. 81, 49–57.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В УСЛОВИЯХ СБРОСА СТОЧНЫХ ВОД (НА ПРИМЕРЕ МАЛЫХ РЕК Г. СОЛИКАМСКА)

Е.А.Меньшикова

ПГНИУ, Пермь, e-mail: menshikova_e@list.ru

В работе отражены результаты исследования современных аллювиальных отложений в зоне воздействия разрешенного сброса сточных вод промышленных предприятий г.Соликамска Пермского края. Анализ выделенных геохимических ассоциаций указывает, что для рассматриваемой территории процессы седиментации вещества в условиях застойного гидрологического режима в устьевой части рек представляют экологическую опасность.

Речные бассейны являются важными зонами современного континентального осадконакопления. Главная их особенность − формирование аллювиальных отложений вследствие эрозионной и аккумулятивной деятельности рек. Гранулометрический, минеральный и химический состав аллювия определяются составом пород питающих провинций и фациальной обстановкой осадконакопления, зависит от климатических, геоморфологических и других природных факторов. Для ряда территорий, где интенсивность техногенного воздействия на окружающую среду достигла значительных масштабов, влияние техногенных факторов на процессы осадконакопления сопоставимо с естественными процессами. Ярким примером являются территории крупных промышленных центров, где к обломочному материалу, который образован за счет размыва естественных источников питания, добавляется техногенный материал, поступающий со сточными водами, поверхностным стоком, непосредственным перемещением в речное русло при складировании в береговой зоне [1].

Автором проведено исследование современных аллювиальных отложений р. Черной, которая на протяжении длительного времени подвержена воздействию разрешенного сброса сточных вод ряда предприятий г. Соликамска (Пермский край). Рассматриваемая территория располагается в бассейне Верхней Камы. Долина р. Черной приурочена к левобережной части водосборной площади р. Камы (Камского водохранилища). Нижнее течение реки расположено в пределах высокой поймы р. Камы и подвержено подпору от Камского водохранилища в период его наполнения. Низкое гипсометрическое положение и незначительный уклон поверхности способствуют развитию здесь процессов подтопления и заболачивания территории, замедленному водообмену и создают благоприятные условия для процессов седиментации, которые в условиях техногенного воздействия сопровождаются активным накоплением загрязняющих веществ в аллювиальных отложениях и почвенно-грунтовом слое пойменных осадков.

Продолжительный период времени техногенная составляющая стока р. Черной в среднем и нижнем течении, где расположены промышленные объекты г. Соликамска (Первое Соликамское калийное рудоуправление, Соликамский магниевый завод и ряд других промышленных объектов), была существенна. В рассматриваемый водоток на сравнительно небольшом участке могло поступать до 20 млн $м^3$ сточных вод в год.

В условиях сброса сточных вод воды р. Черной характеризуются повышенной соленостью (до 15 г/л), по содержанию преобладающих анионов – хлоридные калиево-натриевые, отмечено тепловое загрязнение – температура воды в реке в период опробования в осенний период составила – +25°С. Характерны высокие содержания целого ряда микроэлементов – Se, V, Mn, Mo, Cr, Ni, Cu, Sr, As, Co, Zn, Li.

При оценке экологического состояния водотока использован общий химический анализ водной вытяжки алеврито-глинистых осадков прирусловой отмели, а также их микроэлементный анализ методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, которым определено содержание 28 элементов.

В естественных условиях на исследуемой территории аллювиальные отложения формируются за счет размыва отложений пермской системы – прежде всего, отложений верхнесоликамской свиты и шешминских пестроцветных отложений, а также перекрывающих их отложений четвертичной системы. Общий химический состав водной вытяжки современных аллювиальных отложений отражает специфику гидрохимических фаций водотоков, в которых он сформировался. В естественных условиях для рассматриваемой территории характерно преобладание гидрокарбонатной фации. Водная осадков р. Черной в зоне влияния сброса сточных вод имеет хлоридный натриево-калиевый состав, характеризуется щелочной средой, что не соответствует зональным показателям.

В качестве базы сравнения содержания микроэлементов в аллювии может быть использован их кларк в осадочных породах по А. П. Виноградову [2]. Кроме того, по результатам исследования микроэлементного аллювиальных отложений малых рек территории г. Соликамска рассчитаны их средние значения, которые могут рассматриваться в качестве условного геохимического фона территории.

Специфика современных аллювиальных отложений рассматриваемой территории, охарактеризованная на основании сравнения условного геохимического фона с кларками, заключается в низких содержаниях большинства определенных элементов. Исключение составляет содержание Ag (до 3 кларков) и незначительно Zn (до 1,3 кларка).

Сопоставление данных по содержанию микроэлементов в аллювиальных отложениях р. Черной с их кларком в осадочных породах показало, что для рассматриваемого водотока они характеризуются достаточно высоким содержанием микроэлементов (Таблица 1).

Отмеченные концентрации являются закономерным следствием продолжительной промышленной нагрузки.

Таблица 1. Примечание – * числитель – кларк концентрации с учетом геохимического фона, знаменатель – кларк концентрации по осадочным породам по А. П. Виноградову [2]

Место отбора проб	**Элементный состав***
Река Черная в зоне влияния сброса сточных вод	$\frac{Ag\mathbf{9}\ Sr\mathbf{8}\ Ni\mathbf{5}\ Mn\mathbf{4}\ (Mo,Cu,Se)\mathbf{3}\ (Co,Cd,As,As,Bi,Ce,Li,Cr,V)\mathbf{2}\ (Ti,Sb)\mathbf{1,8}\ (Y,W)\mathbf{1,5}}{Ag\mathbf{29}\ (Ni,Sr,Cd,Mn)\mathbf{2}}$
Река Черная в зоне влияния подпора Камского водохранилища	$\frac{(Ag,Co)\mathbf{7}\ Ni\mathbf{6}\ (Li,Mn,Mo,Se,V)\mathbf{3}\ (Cu,As,Sn,Ti,Y,Cr)\mathbf{2}\ Bi\mathbf{1,8}\ (Ce,Cd,Yb)\mathbf{1,7}\ (Cs,W)\mathbf{1,5}}{Ag\mathbf{25}\ (Ni,Co)\mathbf{2}\ Mn\mathbf{1,7}\ (Se,Cd)\mathbf{1,4}}$

В настоящее время техногенный сброс предприятий отведен в отстойник посредством специально построенного канала. Естественное русло реки в нижнем течении не используется для отведения сточных вод. Однако тощи загрязненных тонкодисперсных аллювиальных отложений, сформированных в устьевой части р. Черной, являются долговременным источником загрязнения вод Камского водохранилища, особенно в период затопления этих участков высокими водами. На возможность активного течения процессов обмена в системе «речные осадки (донные отложения)↔речные воды» указывают существенно более высокие концентрации микроэлементов в пробах воды отобранных в нижнем течении реки.

Таким образом, современные аллювиальные отложения рек промышленных центров можно рассматривать как сложное природно-техногенное образование, объединяющее природные и техногенные особенности территории речного бассейна. Выступая в качестве транспортных артерий для переноса техногенных образований, реки способствуют их распространению на значительные расстояния от источника, что приводит к изменению минерального и химического состава современного аллювия, его физико-механических свойств и, следовательно, условий миграции и седиментации вещества. В условиях интенсивного техногенного загрязнения речных систем весьма актуальна проблема очистки речных наносов.

Литература:

1. *Осовецкий Б.М., Меньшикова Е.А.* Природно-техногенные осадки. Пермь, 2006. 208 с.

2. *Янин Е.П.* Техногенные геохимические ассоциации в донных отложениях малых рек (состав, особенности, методы оценки). М.:ИМГРЭ, 2002.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАРСТОВОМ ОЗЕРЕ ЧЕРМАНТЫ (ТИМАН)

Т. П. Митюшева, В. И. Каткова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

e-mail: mityusheva@geo.komisc.ru; katkova@geo.komisc.ru

В работе рассмотрен современный седиментогенез в карстовом озере, расположенном в зоне развития терригенно-галогенных пермских пород Южного Тимана. Дана характеристика минералогического и химического состава харофитов и донных осадков, сформированных в солоноватых водах сульфатного типа озера Черманты.

Известно, что харовые водоросли обитают в пресноводных континентальных водоемах и лишь некоторые виды могут жить в солоноватых или морских условиях [2]. Проведенные исследования на ряде карстовых озер Тимана доказывают возможность современного карбонатообразования – кальцификации харовых водорослей в аномальных для гумидных климатических условий солоноватых водоемах Европейского Севера.

На Тиманском кряже в районах распространения терригенных и галогенных пермских пород встречаются озера, котловины которых имеют карстовое происхождение. По классификации Г. А. Максимовича (1963), они относятся к группе коррозионно–просадочных или коррозионно–провальных форм закрытого карста. Их формирование связано с процессами активного выщелачивания и растворения легкорастворимых солей из пород (палеокарст) в длительный период подъема Тиманской гряды (в постпермское–четвертичное время).

В июле 2014 г. были проведены исследования озера Черманты (географические координаты: 63°33'25" с.ш., 50°39'53" в.д.), расположенного на западном склоне Тиманского кряжа в бассейне р. Ёлвы. Озеро длиной около 500 м и шириной 250–300 м находится в зоне развития карбонатно-терригенных уфимских пород, подстилаемых сульфатно-терригенно–карбонатными толщами сакмарского яруса, содержащими гнезда, включения, прослои гипсов и ангидритов мощностью до 28 м. Глубина озера достигает 10–12 м, котловина которого имеет сложное строение и, вероятно, представляет собой множество соединенных карстовых воронок. Важным для возникновения здесь карстовых воронок и повышенной проницаемости пород являются осложненность Елвинской ступени брахиформной складчатостью и близость Западно-Тиманского глубинного разлома.

Исследования минерализованных форм живых и мертвых харовых водорослей, а также донных осадков оз. Черманты проведено в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г.

Сыктывкар) рентгеноструктурным (рентгеновский дифрактометр Shimadzu XRD 6000), ИК-спектроскопическим (фурье-спектрометр ИнфраЛюм ФТ-02) методами и с использованием СЭМ (JSM 6400 JEOL, VEGA3 TESCAN) и микрозондового анализа. Выполнен химический и рентгено-флуоресцентный на приборе XRF-1800 (Shimadzu) анализы харофитов и сапропелей. Химический анализ вод проведен в аккредитованной экоаналитической лаборатории Института биологии Коми НЦ УрО РАН.

Особенностью данного макрофитного олиготрофного водоема как и группы «Параськиных озер» [1] является жизнедеятельность харовых водорослей (вид *Chara contraria* A. Braun). Они образуют обширные заросли в мелководной (до 1,5 м, в основном до 0,3 м) части, занимая до 1/4 площади озера. Вода в озере прозрачная, бирюзового цвета с запахом сероводорода и pH равной 7,5–7,6 при температуре 15,7°С. На дне озера наблюдаются скопления белого, светло-серого рыхлого осадка мощностью более метра.

Осадконакопление в оз. Черманты происходит в зоне тайги с гумидным климатом со среднегодовым количеством осадков 700–800 мм при отсутствии гидравлической связи с ближайшей рекой Ёлвой. Специфические фациальные условия в карстовом водоеме обусловлены особенностями водно-солевого питания, поступлением компонентов, главным образом, из подземных вод и в меньшей степени атмосферных осадков и малых водотоков (ручьев), концентрирующих элементы со всего бассейна солевого питания. Отмечаются субаквальная разгрузка подземных вод и многочисленные выходы сероводородных (H_2S+HS^- <4 мг/л) источников с дебитом до 30 л/с по побережью. Воды сероводородных источников и озера имеют сульфатно-кальциевый химический состав, повышенную минерализацию, достигающую 1,74 и 1,6 г/л, соответственно. В солоноватых водах озера сульфатного типа по классификации Курнакова– Валяшко (магниевый подтип) концентрация ионов кальция составляет 420 мг/л (90 %-экв/л), сульфат–иона – 960 мг/л (84 %-экв/л), водорастворенной CO_2 – 12,6 мг/л. Воды озера очень жесткие (общая жесткость воды 22,1 мг-экв/л, карбонатная – 2,6 мг-экв/л) и насыщены по отношению к кальциту, халцедону (кварцу) и другим минералам.

Сапропели оз. Черманты белые с зеленовато–серым оттенком рыхлые с запахом сероводорода. Органоминеральный состав сапропеля оз. Черманты и харофитов (длина растений до 20–30 см), представлен соединениями карбоната кальция (свыше 80%) и незначительно кремнезема (таблица 1). Согласно структурным анализам минеральной составляющей хар (инкрустации таллома харовых водорослей) и сапропеля в целом является кальцит. На ИК-спектрах кроме полос, указывающих на наличие кальцита присутствуют полосы 780 и 1098 $см^{-1}$, характерные для биогенного аморфного кремнезема. Установлено, что на слоевищах харовых водорослей в большом количестве развиваются многочисленные

диатомовые и единичные виды зеленых водорослей. Ореол обрастания на мертвых харах, образованный выделениями кальцита с наслоением диатомей и органической пленки, увеличивает объем мутовки в 2–3 раза. Согласно исследованиям РЭМ и микрозондового анализа кальцит полностью заполняет пространство между стеблем таллома и корой. Полагаем, что доминирование *Chara contraria* A. Braun в озере Черманты ограничивает развитие других сообществ водорослей, кроме диатомей и ведет к формированию в водоеме специфического биоценоза. Для массового развития диатомовых водорослей благоприятствует большое содержание кремниевой кислоты в воде (21,9 мг/л).

Кальцит в макрофитном озере при данном химическом составе вод может осаждаться как органогенным, так и хемогенным путем. Харовым водорослям принадлежит доминирующая роль в образовании карбоната кальция, аккумуляции минеральных веществ озерной экосистемы и накоплении сапропелевых отложений. Осадок относится к биогенно-карбонатныым сапропелям известкового типа к группе карбонатно-харовых. Отношение $SiO_2/CaO=0.03$, характерно для карбонатных сапропелей разных месторождений. О минимальном поступлении терригенного вещества с площади водосбора при формировании донных отложений озера свидетельствует низкое содержание окислов алюминия (см. Таблицу 1).

	CaO	SiO2	SO3	MgO	Al2O3	Fe2O3 общ.	P2O5	SrO	MnO	K2O
Харофиты	81,6–89,8	6,0–12,8	2,9–3,3	0,8–1,0	0,3–0,8	2,2–0,7	0,1–0,6	0,3–0,5	0,8–1,0	0,3–1,0
Сапропель	91,90	3,07	2,91	0,57	0,49	0,34	0,07	0,51	0,57	0,06

Таблица 1 - Химический состав харофитов и сапропеля оз. Черманты, масс.%

(по данным рентгено-флуоресцентного анализа)

Таким образом, комплексное изучение системы вода–порода–газ–живое вещество, проведенное на озере Черманты показывает возможность современного карбонатообразования, связанного с биогеохимическими особенностями водной среды. Установлено, что био-хемогенный седиментогенез происходит в гумидных климатических условиях в карстовом водоеме с солоноватой водой сульфатно-кальцевого состава (минерализация до 2 г/л).

Исследования показали, что жизнедеятельность и карбонатизация определенных видов харофитов может осуществляться не только в пресных, но и в минерализованных водоемах, что необходимо учитывать при палеолимнологических построениях.

Доминирующим источником минеральных компонентов в водах озера Черманты являются подземные воды, концентрирующие элементы в процессе выщелачивания закарстованных водовмещающих пермских пород содержащих гипс и ангидрит.

Минеральная составляющая харовых водорослей представлена кальцитом, а донных отложений кальцитом и аморфным кремнеземом.

Авторы признательны сотруднику Центрального сибирского ботанического сад СО РАН

Р. Е. Романову за определение видовой принадлежности харовой водоросли.

Литература:

1. *Каткова В. И., Митюшева Т. П., Патова Е. Н.* Гидробионтолиты как следствие биоминеральных взаимодействий (на примере харовых водорослей и цианобактерий озер Тимана) // Вестник ИГ. Сыктывкар: Геопринт, 2014. № 8. С. 24—27.

2. Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов и геологов СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1963.

РЕЗУЛЬТАТЫ U/PB-ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ КАРУЯРВИНСКОЙ СВИТЫ (КИЛЬДИНСКАЯ СЕРИЯ П-ОВА СРЕДНИЙ)

Ю.В. Михайленко[1], А.А. Соболева[2], Дж.К. Хоуриган[3]

[1]Ухтинский государственный технический университет, Ухта
[2]Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
[3]Университет Калифорнии, Санта-Круз, США

Проведено U–Pb датирование детритовых цирконов из рифейских метаалевролитов каруярвинской свиты п-ова Средний, слагающей верхнюю часть разреза кильдинской серии и с угловым несогласием перекрытой породами волоковой серии. По результатам U–Pb датирования в каруярвинской свите преобладают цирконы с палеопротерозойскими и мезопротерозойскими возрастами, неоархейские зерна единичны. Минимальный возраст циркона – мезопротерозойский (среднерифейский), 1160 ± 13 млн лет. Спектры распределения возрастов цирконов из каруярвинской и землепахтинской свит кильдинской серии и куяканской свиты волоковой серии во многом сходны. Это позволяет предположить доминирующую роль одних и тех же питающих провинций во время накопления осадков этих серий. Основным источником сноса для верхнедокембрийских отложений п-ова Средний были кристаллические комплексы Балтийского щита. При этом влияние палеопротерозойских источников постепенно убывало, а мезопротерозойских – возрастало вверх по разрезу от кильдинской к волоковой серии.

Пестроцветная терригенно-карбонатная каруярвинская свита завершает разрез кильдинской серии на п-ове Средний. Она широко развита вдоль северо-восточного побережья п-ова и имеет локальные выходы на его северо-западном берегу. Контакт с нижележащей землепахтинской свитой согласный, участками слабо тектонизированный [6]. Каруярвинская свита с угловым несогласием перекрыта фосфоритоносными конгломерато-брекчиями куяканской свиты, слагающей основание волоковой серии, в которых содержатся крупные (0.2–1.0 м) обломки метаалевролитов куруярвинской свиты. Для установления предполагаемых источников обломочного материала в породах каруярвинской свиты, для уточнения максимально возможного возраста начала ее формирования и для сравнения с ранее

полученными данными по детритовым цирконам из обломочных пород подстилающей землепахтинской и перекрывающей куяканской свит нами были изучены и продатированы детритовые цирконы из метаалевролитов каруярвинской свиты. U–Pb изотопное датирование цирконов было проведено методом LA–ICP–MS в изотопном центре Marine Analytical Laboratories Университета Калифорнии (г. Санта-Круз, США). Образец KJ–510–2 был отобран из коренного выхода пород каруярвинской свиты, расположенном на крутом склоне северо-западнее устья ручья Выкат, в 1 м ниже кровли свиты.

Результаты изучения и датирования детритовых цирконов. Было продатировано 100 зерен. Полученные аналитические данные были отфильтрованы – отбраковано 21% определений, не удовлетворяющих принятым критериям. Были исключены из рассмотрения анализы с высокой дискордантностью (D>15%), значительной обратной дискордантностью (D<-5%) и резко повышенным содержанием обыкновенного свинца ($^{204}Pb_m/206Pb^*>0.005$). Оставшихся 79 датировок достаточно для проведения статистического анализа. Из-за невысокого содержания обыкновенного свинца в большинстве зерен ($^{204}Pb_m/^{206}Pb^*<0.001$) корректировка $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста большинства зерен не производилась, лишь для трех зерен с $0.001<^{204}Pb_m/^{206}Pb^*<0.005$ для интерпретации были взяты скорректированные на обыкновенный свинец $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрасты.

В выборке цирконов преобладают прозрачные и полупрозрачные бледно-желтоватые цирконы. Наиболее распространены полуокатанные кристаллы цирконового, реже гиацинтового типа, которые составляют около 50%; остальная часть представлена окатанными зернами (25%) и обломками зерен (25%). Все цирконы имеют докембрийский возраст. Возраст самого древнего зерна – 2831 ± 12 млн лет, самого молодого – 1160 ± 13 млн лет (здесь и далее, если не оговорено, погрешности соответствуют 1σ). Преобладают мезопротерозойские и палеопротерозойские датировки, с небольшим преобладанием первых. Мезопротерозойские цирконы с возрастами 1160–1596 млн лет составляют 53% (42 зерна). Для этой группы зерен четко выделяются максимумы плотности вероятности (МПВ) около 1340 и 1540 млн лет. 43% зерен циркона имеют палеопротерозойский возраст (1607–2104 млн лет; 34 зерна) с главным МПВ около 1852 млн лет (Рисунок 1). Архейские датировки составляют около 4 %: в выборке присутствуют два зерна с неоархейским возрастом и одно – с мезоархейским.

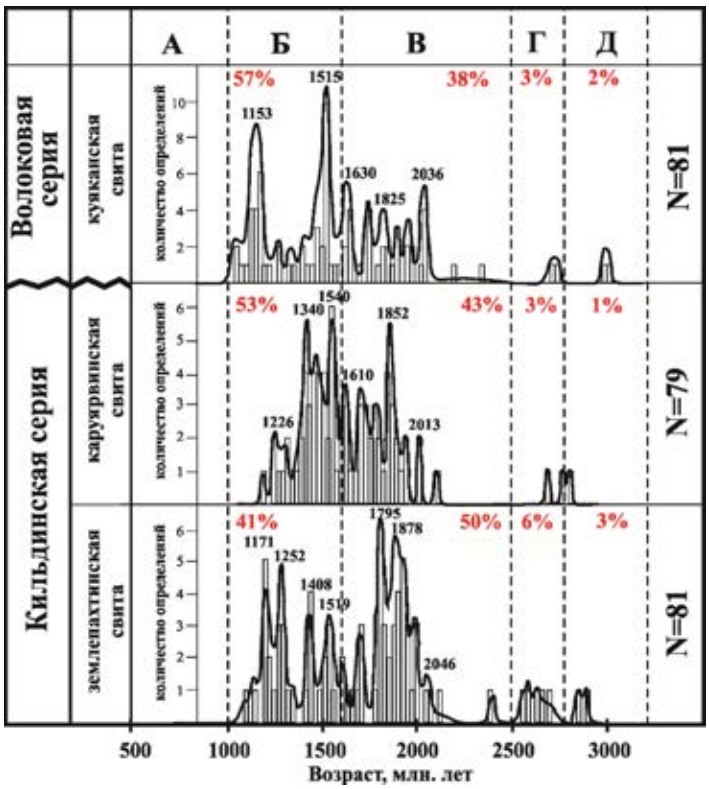


Рисунок 1 - Сводные графики (гистограммы и кривые вероятности) распределения $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастов детритовых цирконов из терригенных пород верхней части кильдинской серии и нижней части волоковой серии п-ова Средний, с использованием данных [4, 5]: А – неопротерозой (0.54 –1.0 млрд лет), Б – мезопротерозой (1.0–1.6 млрд лет), В – палеопротерозой (1.6–2.5 млрд лет), Г – неоархей (2.5–2.8 млрд лет), Д – мезоархей (2.8–3.2 млрд лет). N – количество конкордантных зерен (-5%<D<15%), проценты (%) – количество датировок в заданном возрастном интервале от общего числа датировок

Датировки, полученные по детритовым цирконам из землепахтинской и каруярвинской свит кильдинской серии и куяканской свиты волоковой серии, соотносятся с известными полнопроявленными тектономагматическими циклами на Балтийском щите: лопийским (3.15–2.5 млрд лет), свекофеннским (2.0–1.65 млрд лет) и рифейским (1.65–1.1 млрд лет) [1, 2, 7, 8]. Это может служить надежным и независимым подтверждением того, что в средне-позднерифейское время на территории современного северо-восточного побережья Кольского п-ова накапливался терригенный материал, образовывавшийся за счет продуктов разрушения кристаллических комплексов Балтийского щита. При этом в терригенных породах верхней части кильдинской серии и нижней части волоковой серии содержание зерен с архейским возрастом (> 2500 млн. лет) единичны. Это означает, что архейские комплексы не играли существенной роли в накоплении этих отложений. Палео- и мезопротерозойские зерна циркона (2500–1000 млн. лет) поступали в осадок в значительном количестве: землепахтинская свита – 91% датировок; каруярвинская свита – 96% датировок; куяканская свита – 95% датировок. Количество циркона с палеопротерозойским возрастом вверх по разрезу от землепахтинской к

куяканской свите закономерно уменьшается, тогда как количество мезопротерозойских зерен постепенно возрастает (рис. 1). По-видимому, нижне- и среднерифейские комплексы постепенно выводились в область эрозии и играли существенную роль при осадконакоплении в данном регионе. Источники сноса во время накопления отложений верхней части кильдинской серии и нижней части волоковой серии принципиально не изменялись, несмотря на то, что между ними предполагается перерыв в осадконакоплении [6].

Наиболее древний возможный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст детритовых цирконов из пород каруярвинской свиты, определенный по возрасту самого молодого зерна циркона – 1160 ± 13 млн. лет. Средневзвешенное значение возраста трех наиболее молодых зерен – 1198 ± 84 (уровень достоверности 95%). То есть отложения свиты могли начать накапливаться не раньше середины среднего рифея. Для нижележащей землепахтинской свиты также получены среднерифейские датировки: возраст самого молодого зерна циркона – 1050 ± 21 млн. лет, а определенный по трем зернам – 1086 ± 76 (уровень достоверности 95%). Здесь получено некое противоречие с геологическими данными, но минимальный цирконовый возраст не обязательно является возрастом седиментации, а всего лишь отражает возраст самых молодых цирконов, попавших в состав отложений, а их поступление зависит от многих факторов – например, рельефа и уровня эрозионного среза. Для куяканской свиты, залегающей на каруярвинской, возможный возраст начала осадконакопления становится более молодым, он примерно соответствует границе среднего и позднего рифея – датировка наиболее молодого зерна – 1028 ± 21 млн. лет, а средневзвешенный возраст по трем зернам – 1041 ± 22 (уровень достоверности 95%). Учитывая полученные результаты, мы можем сказать, что породы верхней части разреза кильдинской серии (землепахтинская и каруярвинская свиты) могли быть образованы уже в среднем рифее. Верхней возрастной границей кильдинской серии может служить Pb–Pb возраст (830 ± 60 млн лет) фосфатных конкреций из базальной части разреза куяканской свиты [6]. О верхнем возрастном пределе накопления осадков волоковой серии (куяканская и пуманская свиты) можно судить по K–Ar возрасту дайки габбро-долеритов, прорывающей эту серию. Ее возраст оценивается в 600 ± 20 млн. лет [3]. В настоящее время большинство исследователей относят кильдинскую серию к верхнему рифею, а вышележащую волоковую – к верхнему рифею-венду [3, 6, 8].

Литература:

1. Балтыбаев Ш. К. Свекофеннский ороген Фенноскандинавского щита: вещественно-изотопная зональность и ее тектоническая интерпретация // Геотектоника. 2013. № 6. С. 44–59.

2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

3. Беккер Ю.Р., Негруца В.З., Полевая Н.И. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборея восточной части Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 5. С. 1123–1126.

4. Михайленко Ю. В., Кочетков О. С., Соболева А. А. Новые изотопные характеристики верхнедокембрийских комплексов северо-восточного обрамления Кольского полуострова (полуострова Средний и Рыбачий) // Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 114–116.

5. Михайленко Ю. В. К вопросу о стратиграфии и U–Pb возрасте верхнедокембрийских комплексов полуостровов Средний и Рыбачий // XI Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия «Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2014. С. 155–159.

6. Негруца В. З., Басалаев А. А., Чикирев И. В. Баренцевоморский фосфоритовый бассейн. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. 119 с.

7. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 23–45.

8. Roberts D., Siedlecka A. Provenance and sediment routing of Neoproterozoic formations on the Varanger, Nordkinn, Rybachi and Sredni peninsulas, North Norway and Northwest Russia: a review // Norges geologiske undersokelse Bulleti. 2012. V. 452. P. 1–19.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРМСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД БАЛЫГЫЧАНСКОГО БЛОКА (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ)

Т.И. Михалицына, А.С. Бяков

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, e-mail: mihalitsina@neisri.ru, stratigr@neisri.ru

В настоящей работе приведены первые данные по распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) с целью возможной реконструкции условий осадкообразования в пермских осадочных породах на территории западной части Балыгычанского блока.

Балыгычанский блок является одним из крупных тектонических элементов юго-восточной части Яно-Колымского орогенного пояса, расположен на правобережье р. Колымы. Верхнепермские отложения структурно принадлежат к его западной части (Балыгычано-Хетагчанская зона, Оротуканская подзона), слагают крупные брахиантиклинали Оротуканского горста на левобережье, в верховье р. Лев. Среднекана, руч. Косого, Широкого и частично на правобережье р. Паутовой. Фаунистически охарактеризованные терригенные отложения разделены на паутовскую и явинскую (оводовскую) свиты [2]. Исследуемый разрез расположен в пределах Оротуканского горста на правобережье верхнего течения р. Паутовой, общая мощность вскрытых верхнепермских отложений составляет около 800 метров. Геохимическое опробование проводилось из всех представленных литологических разностей.

Явинская свита (P_2yv) названа по одноименному ручью, слагает ядро Верхне-Среднеканской брахиантиклинали, вскрытая мощность ее отложений более 570 метров. Явинская свита включает существенно песчанистые отложения, чередующиеся с пачками алевролитов, реже аргиллитов, песчаники нередко содержат марганценосные карбонатные стяжения. Нижняя часть свиты имеет строение, свойственное турбидитам; по разрезу наблюдается градационная слоистость, оползневая складчатость; для песчанистых отложений характерна трудновыявляемая слоистость. Грубозернистые образования представлены как полимиктовыми песчаниками, так и туфогенными. Среди грубообломочных пород отмечаются граувакковые образования, ритмично переслаивающиеся с алевропелитами.

Паутовская свита (P_2pt) названа по р. Паутовая, распространена там же, где и явинская, мощность составляет около 230 метров. Породы свиты согласно залегают на отложениях явинской свиты. Сложена главным образом хорошо рассланцованными аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями разнозернистых песчаников, а также туфогенными разностями этих пород, в верхней части свиты отмечаются линзы грубозернистого материала. Отложениям присуща линзовидная и косая слоистость.

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ). Применение редкоземельных элементов для реконструкций обстановок осадкообразования обусловлено их инертным поведением на ранних стадиях метаморфизма [1]. Содержание редкоземельных элементов (20 проб) определялось методом ICP-MS в лаборатории ЦКП ИТИГ, г. Хабаровск. При изучении распределения редкоземельных элементов использовалась нормализация по хондриту, для сравнения приводится спектр PASS (постархейский глинистый сланец Австралии) [3]. В результате были установлены некоторые закономерности распределения РЗЭ в осадочных отложениях пермского возраста.

Сумма РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах составляет в среднем порядка 160-180 г/т. Отклонение ее в сторону меньших или больших значений позволяет предполагать, что в источниках сноса преобладали основные или кислые магматические породы соответственно [3]. Максимальные суммарные содержания лантаноидов обнаружены в песчаниках явинской свиты, минимальные - в аргиллитах паутовской. Большинство изученных образцов обеих свит характеризуются слабо фракционированными спектрами распределения РЗЭ, отчетливой европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0,61-0,73$), горизонтальным спектром тяжелых РЗЭ (рис.). В целом, осадочные породы двух свит имеют спектры РЗЭ параллельные спектру PASS, хотя характеризуются меньшим суммарным содержанием РЗЭ, исключением являются песчаники явинской свиты, обогащенные средними лантаноидами.

Для оценки редокс-обстановки в седиментационном бассейне пермского возраста использованы индексы U/Th и Ni/Co. По данным Б. Джонс и А. Маннинг (1994), при значениях индексов U/Th и Ni/Co соответственно более 1,25 и 7,0 глинистые сланцы формировались в бескислородных обстановках, тогда как при величинах тех же индексов, меньших соответственно 0,75 и 5,0 исходные тонкозернистые осадки накапливались в окислительных придонных обстановках [4]. Для отложений явинской свиты средние содержания индексов U/Th-0,15, Ni/Co-1,8; породы паутовской свиты имеют – U/Th-0,21 и Ni/Co-2,4.

В качестве геохимических показателей палеогеографических условий накопления осадочных образований рассматриваются коэффициенты ΣCe/ΣY и Ce/Ce* [1]. Отношение ∑Ce/∑Y, является индикатором климата, отражающим интенсивность процессов выветривания, значение ∑Ce/∑Y=3, рассматривается как граничное между отложениями гумидных и аридных обстановок, в аридном климате отношение уменьшается. В отложениях явинской свиты индекс ∑Ce/∑Y варьирует от 1,32 в аргиллитах до 9,21 в песчаниках; для отложений паутовской свиты ∑Ce/∑Y – 2,39-4,64. Отношение Ce/Ce* является индикатором седиментационных обстановок, величина которого для близспрединговых обстановок – 0,25-0,3; глубоководных котловин – 0,55-0,6 и окраинно-континентальных обстановок составляет - 0,9-1,3 [5]. В осадочных породах P_2yv отношение Ce/Ce* соответствует 0,94-0,98; P_2pt – 0,96-0,97.

Выводы. Характерные текстурные особенности явинской свиты являются типичными для турбидитов. Постепенное уменьшение зернистости вверх по разрезу и образование более монотонной тонкозернистой толщи с характерными текстурными особенностями (текстуры нарушенной слоистости [2]) могут свидетельствовать о постепенном обмелении бассейна и снижении темпов осадконакопления.

По степени дифференциации легких и тяжелых редких земель устанавливается преобладание в областях питания кислых магматических образований $(La/Yb)_N > 8$. При величине отношения Eu/Eu* в глинистых породах < 0,90 можно предполагать, что породы в источниках сноса претерпели определенную внутрикоровую трансформацию (т. е. в той или иной мере подверглись процессам частичного плавления в континентальной коре) [3].

По отношению Ce/Ce* как показателю палеогеографических условий накопления осадочных образований с учетом индексов редокс-обстановки U/Th и Ni/Co, верхнепермские отложения формировались в окраинно-континентальной окислительной седиментационной обстановке в условиях влажного гумидного климата. Полученные новые данные по распределению РЗЭ в целом подтверждают ранее проведенные палеофациальные исследования на территории Балыгычанского блока [2].

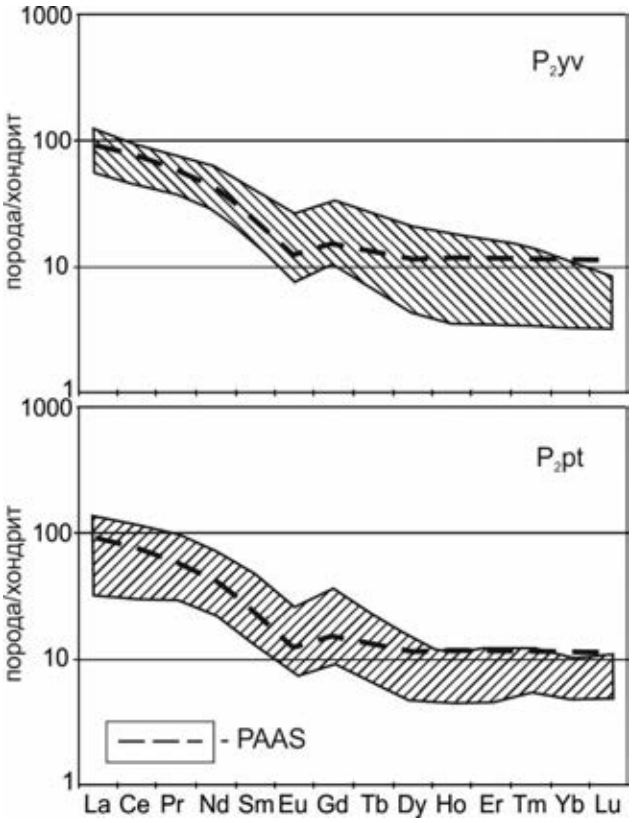


Рисунок 1 - Спектры распределения РЗЭ в верхнепермских породах р. Паутовая

Литература:

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. – 268 с.

2. *Бяков А.С.* Пермские отложения Балыгычанского поднятия (Северо-Восток Азии). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. – 87 с.

3. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора ее состав и эволюция //Изд-во «Мир», 1988 г. – 367 с.

4. *Jones B., Manning D.A.C.* Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111-129.

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

АГГЛЮТИНИРОВАННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ И ИХ СВЯЗЬ С РИФТОВЫМИ СТРУКТУРАМИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Подобина В.М., Ксенева Т.Г.

Томский государственный университет, Томск, Россия

Исследования позднемеловых агглютинированных кварцево-кремнистых фораминифер позволяют наметить меридиональное простирание рифтов в Западной Сибири, а также в Канаде и Средней Азии. Указанные фораминиферы обычно приурочены к более

углубленной части бассейнов, по-видимому, соответствующей рифтовым структурам и их ответвлениям.

В Западной Сибири особенно отчетливая зависимость между положением рифта и развитием агглютинированных фораминифер наблюдается в северном районе позднего сеномана и более широко в туроне.

Однотипные роды и виды фораминифер мы видим на этом стратиграфическом уровне в сравниваемых регионах. Западный внутренний бассейн или «Sea way» Северной Америки, по-видимому, в позднем сеномане-туроне расположен над подобным рифтом. Продолжение этого рифта возможно в пределах Арктики, далее в срединной части Западной Сибири и над ним прослеживается Колтогорско-Уренгойский мегапрогиб. В Средней Азии, видимо, рифт продолжается в южном направлении. Находки сходных агглютинированных кварцево-кремнистых фораминифер в сеномане-туроне в указанных регионах обычно приурочены к районам расположения значительных нефтяных и газовых месторождений, подпитываемых углеводородами по указанным рифтам и их ответвлениям.

Как известно, верхнемеловые отложения Западной Сибири являются хорошей покрышкой, а также и вместилищем промышленных углеводородов. Огромное значение имеют крупные газоносные месторождения уватского горизонта, приуроченные в основном к территории Колтогорско-Уренгойского мегапрогиба. Мы исследовали комплексы фораминифер сеномана-турона ряда скважин Тазовской, Пурпейской, Надымской, Русской, Ван-Еганской и других площадей северного района, где на этом стратиграфическом уровне обнаружены крупнейшие месторождения газа. Следует также отметить разрезы скважин южнее широтного течения р. Оби, так как они вмещают подобные комплексы преимущественно агглютинированных фораминифер: единичные в сеномане (уватский горизонт) и в туроне (кузнецовский горизонт).

Исследованы комплексы фораминифер, полученные в результате микрофаунистического анализа 114 образцов керна семи разрезов скважин (1002, 2010, 2031, 169, 3618, 2050, 163) Ван-Еганской площади. По систематическому составу изученных комплексов установлены в разрезах этих скважин отложения верхнего сеномана и турона (Подобина, 2012).

В верхнем сеномане по изменению состава комплексов фораминифер и литологии вмещающих пород в изученных семи разрезов скважин установлены две фораминиферовые зоны: нижняя – Saccammina micra, Ammomarginulina sibirica и верхняя – Trochammina wetteri tumida, Verneuilinoides kansasensis. В нижней части верхней зоны прослежены слои с Gaudryinopsis nanushukensis elongatus. Значительные различия фаций (чередование относительно глубоководных и мелководных фаций) наблюдается по разрезу всего уватского

горизонта (сеноман), но особенно в его верхних слоях. Поэтому в некоторых разрезах скважин Ван-Еганской площади в верхних слоях уватского горизонта установлены морские фации темно-серых глин, к которым приурочены хорошей сохранности комплексы фораминифер верхней зоны.

Подобные комплексы хорошей сохранности на этом стратиграфическом уровне ранее отмечались в темно-серых, почти черных глинах верхов уватского горизонта в разрезах скважин Тазовской и Пурпейской площадей (Подобина, Таначева, 1967).

Не менее важное значение имеет изучение глинистых покрышек, сохранивших залежи углеводородов от разрушения. К ним относятся темно-серые глины вышележащей кузнецовской свиты (турон) одноименного горизонта, имеющие распространение почти повсеместно в пределах Западной Сибири. Ранее в кузнецовской свите установлены два комплекса фораминифер: нижний с Gaudryinopsis angustus и верхний – с Pseudoclavulina hastata (Подобина, 1998, 2000). Породы нижних и верхних слоев кузнецовской свиты, охарактеризованные этими комплексами, выделены в одноименные зоны, соответствующие нижнему и верхнему турону. Подобные зоны прослежены и в двух разрезах (скв. 1002, 2031) кузнецовской свиты Ван-Еганской площади. Следует отметить, что в разрезе скв. 1002 в низах зоны Gaudryinopsis angustus установлены слои с Hedbergella loetterlei, в которых преобладают планктонные формы рода *Hedbergella* (Подобина, 2012).

Проведено сопоставление позднесеноман-туронских комплексов фораминифер Западносибирской и Канадской провинций в пределах единой Арктической палеобиогеографической области. При проведенном сравнении этих комплексов в Западносибирской провинции установлены общие виды, географические подвиды и викарирующие (замещающие) виды канадских таксонов. Благодаря подобному сравнению проведена детальная корреляция и уточнение возраста фораминиферовых зон, слоев и стратиграфического положения западносибирских стратонов верхнего сеномана-турона по отношению к стратонам сравниваемой Канадской провинции (Wall, 1967, 1983).

Сопоставление сеноманских комплексов Западной Сибири с таковыми Средней Азии показывает, что сравниваемые комплексы отличаются по своему систематическому составу, и только местами прослеживаются сходные или викарирующие виды. В низовьях Амударьи и в Кызылкумах ((Жукова, 1959) сеноманские отложения по содержанию комплексов фораминифер подразделяются на две части. Из них в нижней преобладают агглютинирующие фораминиферы, среди которых *Trochammina kugitangensis* N. Bykova, *T. cenomanica* Zhukova, по-видимому, являются викарирующими западносибирским *Trochammina wetteri* Stelck et Wall, *T. subbotinae* Zaspelova. В верхних слоях преобладают известковые раковины родов *Palmula, Discorbis, Rotaliatina,* не обнаруженные в

одновозрастных отложениях Западной Сибири. По данным З.И. Птушкиной (1975), верхнесеноманские отложения Восточной Туркмении, в районе Гаурдака, содержат две зоны: нижнюю – Rotaliatina и верхнюю – Paragaudryina (?) asiatica. Комплекс фораминифер верхней зоны по присутствию агглютинированных раковин родов гаплофрагмиидей и атаксофрагмиид близок к одновозрастному западносибирскому.

Морские отложения нижнего турона Западной Сибири, сложенные глинами серыми, темно-серыми, алевритовыми, относятся к нижней части кузнецовской свиты одноименного горизонта и широко распространены на исследуемой территории (Подобина, 1966, 1975, 1989, 2000, 2009).

В отличие от сеноманского комплекса в туроне значительно увеличивается содержание видов *Gaudryinopsis angustus* Podobina и *Haplophragmoides rota* Nauss *sibiricus* Zaspelova, сокращается количество трохаммин и некоторых аммобакулитусов, почти совершенно отсутствует *Uvigerinammina manitobensis* (Wickenden). Здесь появляется и развивается вид *Pseudoclavulina hastata* (Cushman), характерный для аналогичных отложений Северной Америки. Остальные из указанных в списке видов продолжают свое существование с сеноманского времени и имеют как в видовом, так и количественном отношении большое сходство с фораминиферами из сеноман-туронских отложений Канады и Северной Аляски.

Таким образом, западносибирские и североамериканские туронские фораминиферы очень сходны по своему систематическому составу не только на родовом, но и видовом уровне. Более половины видов сравниваемых комплексов являются общими и викарирующими. Менее сходны среднеазиатские формы данного возраста. Однако более детальное изучение западносибирских и среднеазиатских видов фораминифер позволит установить их более значительное сходство.

О НОВОЙ КЛАССИФИКАЦИИ МЕГАКЛАСТОВ

Д.А. Рубан

ЮФУ, Ростов-на-Дону, e-mail: ruban-d@mail.ru

В течение последних 15 лет было предложено несколько классификаций мегакластов - обломочных частиц крупной размерности (крупнее валунов). Последняя из таких классификаций, устанавливающая минимальный размер мегакластов в 4 м и предполагающая их подразделение на мезо- и макровалуны, мезо- и макролиты, хотя и является важной разработкой, не устраняет ряда проблем. Отечественный подход к систематике обломочных пород может быть успешно использован для создания общепринятой классификации мегакластов.

В течение последних 15 лет разработка классификации обломочных частиц и слагаемых ими пород вновь стала актуальной проблемой седиментологии и геологии в целом. Большой вклад в ее решение был сделан отечественными [2] и зарубежными [3, 4] специалистами, однако дискуссия по данной проблеме продолжается. В частности, стоит обратить внимание на обломки крупной размерности (крупнее валунов), которые в самом общем виде могут быть определены как мегакласты.

Интерес к мегакластам и их скоплениям, образующим самостоятельный вид осадков (а в случае литификации - горных пород), диктуется, прежде всего, значительным вниманием к отложениям современных и древних берегов, подверженным воздействию цунами или сильных штормов. Кроме того, такие крупные обломки могут быть встречены в некоторых речных долинах, у подножий крутых горных склонов, на подводных континентальных окраинах и т.д. Также не стоит забывать о мегакластах антропогенного происхождения, которые могут быть подчас многочисленны и образовывать особый тип осадков, имеющих площадное или ленточное распространение (подобное отмечено на Северо-Западном Кавказе). Помимо сугубо геологического интереса, мегакласты представляют собой значительную ценность с точки зрения геоконсервации и геотуризма [5].

Получившая широкое распространение классификация мегакластов [3], согласно которой, таковыми считаются обломки размером >4 м (они далее подразделяются на 4 класса), использует не вполне удачные термины, а ее полевая апробация также выявила существенные недостатки [1, 5]. Следуя ее общей направленности и основываясь на отечественном подходе к подразделению обломочных частиц по размеру (в частности, см. [2]), было предложено установить нижний предел размера мегакластов в 1 м, а термины "мегакласт" и "глыба" признать синонимическими; при этом мегакласты могут быть подразделены на блоки (1-10 м) и мегаблоки (мачины - по терминологии [2]) (> 10 м) [1]. Однако год спустя зарубежными специалистами также была сделана попытка модификации ранее предложенной классификации [6], что заслуживает пристального внимания.

В новой классификации [6] названия отдельных групп мегакластов были существенно изменены таким образом, чтобы они отражали только размер, а не форму. Иными словами, использован примерно тот же подход, что и в работе [1]. Так, предлагается разделять мегакласты на мезовалуны, макровалуны, мезолиты и макролиты (оригинальные англоязычные термины - mesoboulders, macroboulders, mesoliths, macroliths) [6]. Насколько удачны вновь предлагаемые термины? Во-первых, использование приставок "мезо-" и "макро-" делает логичным вопрос о систематической принадлежности обломков, к которым могла бы быть использована приставка "микро-". Во-вторых, использование корня "валун" для обозначения обломочных частиц, которые по определению выведены за пределы группы

валунов и отнесены к числу именно мегакластов, создает терминологическую путаницу. Последняя лишь усиливается за счет того, что указанный корень используется применительно лишь к двум из предлагаемых четырех групп мегакластов.

В новой классификации [6] критерий отнесения обломочных частиц (по их размерам) к мегакластам остался таким же (> 4 м), как и предлагалось ранее [3]. Таким образом, никак не была решена проблема с практической целесообразностью разграничения мегакластов и валунов по этой величине [1, 5]. Например, представляется, что именно мезовалуны, размеры которых изменяются в пределах от 4 м до 65,5 м, должны быть наиболее распространенной группой мегакластов (в понимании [6]). Следовательно, целесообразно выделять основные (!) группы мегакластов в указанных пределах, тогда как установление различий между макровалунами, мезо- и макролитами представляет, скорее, сугубо теоретический интерес. Действительно, встречаемость обломков размером >65,5 м (макровалуны) и, тем более, >1 км (мезо- и макролиты) крайне невелика, а их скоплений - близка к нулю.

Сравнивая предложенные в течение последнего времени классификации [1, 6], стоит отметить следующее. Во-первых, если встречаемость в геологической среде крупных обломочных частиц возрастает с уменьшением их размера (такое предположение видится вполне оправданным), то подавляющая часть мегакластов, выделяемых с использованием подхода [1], оказывается за пределами группы мегакластов, выделяемых с использованием подхода [6]. Это представляет собой существенную проблему, т.к. выявляет по сути разное истолкование термина "мегакласт" в международном научном сообществе. Во-вторых, мегакласты в понимании [6] соответствуют лишь части крупных блоков и полностью мегаблокам (мачинам [2]) в понимании [1]. В-третьих, отсутствие более детального подразделения мегаблоков [1] не позволяет установить аналоги групп обломочных частиц, выделяемых в соответствие с классификацией [6].

Стоит также отметить, что в работе [6] термин "блок" однозначно трактуется как подходящий для описания формы, а не размера крупных обломочных частиц. В частности, он противопоставляется термину "плита" (изначально эти термины были использованы для описания именно размера обломков [3]). Подобного рода рассуждения ставят под сомнение целесообразность предлагаемого подразделения мегакластов на блоки и мегаблоки [1]. По мнению автора настоящей работы, термин "блок" вовсе не означает какой-либо особой формы обломков. Однако если в современной литературе в него вкладывается именно такой смысл, то термины "блок" и "мегаблок" должны быть заменены во избежание последующей путаницы.

Исходя из вышесказанного, предпринятая попытка [6] модифицировать ранее предложенную классификацию [3] не привела к устранению проблем в последней [1, 5]. Тем

не менее, она обозначила правильное направление для дальнейших исследований и, в частности, необходимость четкого разделения таких критериев как размер и форма для крупных обломочных частиц. Принципиальной важной задачей является разработка общепризнанной (в международном научном сообществе) классификации мегакластов. Отечественные наработки в области систематики обломочных пород (например, [2]) потенциально могут стать отправной точкой для успешного решения такой задачи. В этой связи они должны активно продвигаться (в т.ч. и как альтернатива широко распространенным классификациям зарубежных специалистов (например, [3, 4])) за счет публикаций статей соответствующей тематики в международных периодических научных изданиях.

Литература:

1. *Рубан Д. А., Любова Е. А., Заяц П. П.* Мегакласты и блоки: актуальные вопросы классификации обломков крупной размерности // Вестник Томского государственного университета. - 2013. - № 377. - С. 182-186.

2. *Шванов В. Н., Фролов В. Т., Сергеева Э. И. и др.* Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. - СПб.: Недра, 1998. - 352 с.

3. *Blair T. C., McPherson J. G.* Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles // Journal of Sedimentary Research. - 1999. - V. 69. - P. 6-19.

4. *Blott S. J., Pye K.* Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures // Sedimentology. - 2012. - V. 59. - P. 2071-2096.

5. *Lubova K. A., Zayats P. P., Ruban D. A., Tiess G.* Megaclasts in geoconservation: sedimentological questions, anthropogenic influence, and geotourism potential // Geologos. - 2013. - V. 19. - P. 321-335.

6. *Terry J. P., Goff J.* Megaclasts: Proposed Revised Nomenclature At the Coarse End of the Udden-Wentworth Grain-Size Scale for Sedimentary Particles // Journal of Sedimentary Research. - 2014. - V. 84. - P. 192-197.

НОВОЕ ОБНАЖЕНИЕ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В УЙМОНСКОЙ КОТЛОВИНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ

Г.Г. Русанов[1], Е.В. Деев[2], И.Д. Зольников[3]

[1]ОАО «ГАЭ», АГАО, Бийск, e-mail: rusgennadij@mail.ru

[2]ИНГГ СО РАН, НГУ, Новосибирск, e-mail: deevev@ngs.ru

[3]ИГМ СО РАН, НГУ, Новосибирск, e-mail: zol@igm.nsc.ru

В Уймонской котловине обнаружено неизвестное ранее обнажение неогеновых озёрных глин, накапливавшихся в тёплом мелководном озере с неустойчивым гидрологическим режимом в условиях умеренно тёплого аридного климата. По литологии и геохимии они идентичны миоценовым озёрным

отложениям павлодарской свиты западных предгорий Алтая и туерыкской свиты Чуйской и Курайской котловин Горного Алтая.

В Уймонской котловине – третьей по величине межгорной котловине Горного Алтая – до настоящего времени практически неизвестно ни одного достоверно обоснованного выхода на дневную поверхность неогеновых отложений. В отдельных карьерах у северного и западного склонов котловины были частично вскрыты пролювиальные образования, которые к неогену относили предположительно, лишь на основании их буроцветной окраски. В этой котловине на левом берегу Катуни в 1 км выше села Усть-Кокса по дороге на село Берёзовку небольшим карьером вскрыта нижняя часть крутого задернованного уступа высокой террасовидной поверхности.

В нижней части стенки этого карьера от уровня высокой поймы и до высоты 8 м вскрыты очень плотные пластичные визуально неслоистые глины красно-бурого цвета с включениями дресвы и гравия терригенных пород, слагающих коренной борт долины. Часто встречаются сильно выветрелые обломки этих пород. Кроме того, глины содержат большое количество мергелистых конкреций различной формы размером от первых сантиметров до 30 см в поперечнике. На высоте 5 м над поймой в них прослеживается выдержанный горизонтальный прослой очень крепкого мергеля серовато-белого цвета мощностью до 0,3 м, с трудом раскалывающегося на остроугольные обломки.

Выше с резким эрозионным контактом, свидетельствующим о размыве и длительном стратиграфическом перерыве в осадконакоплении, красно-бурые глины перекрыты толщей неоплейстоценовых аллювиальных (?) очень хорошо окатанных мелковалунных галечников серого цвета с гравием и разнозернистым песком в заполнителе вскрытой мощностью 3 м. Петрографический состав обломков отражает породные комплексы бассейна Катуни выше по долине. Обломки очень свежие крепкие и не затронутые выветриванием. Толща рыхлая хорошо промытая и очень сыпучая. Выше уступ задернован.

Красно-бурые глины, вскрытые в цоколе террасы, характеризуются следующим химическим составом (%): SiO_2 (56,90), TiO_2 (0,83), Al_2O_3 (15,80), Fe_2O_3 (5,66), FeO (1,00), MnO (0,11), MgO (3,14), CaO (4,94), Na_2O (1,07), K_2O (2,81), P_2O_5 (0,19), ппп (7,58). Минеральный состав их термическим и рентгеновским методами не определялся. Однако повышенное значение K_2O, очевидно, говорит о большом количестве гидрослюды, для которой характерны повышенные содержания калия в кристаллической решётке [1]. На гидрослюдистый состав этих глин указывает и коэффициент Мидлтона – $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$ – равный в нашем случае 0,24. При его значениях менее 0,5 калий связан с гидрослюдами [4]. Они отличаются низкой степенью химической зрелости (Al_2O_3/Na_2O = 14,86). Низкое значение отношения FeO/Fe_2O_3 (0,18) указывает на окислительные условия среды

осадконакопления [2]. Накопление подвижных окислов Fe_2O_3, CaO, MgO, Na_2O, K_2O свидетельствует об их аккумуляции в бессточном водоёме. Эти глины по содержанию породообразующих окислов на диаграмме Неелова попадают в поле глин умеренного и семиаридного климата.

Прослой мергеля, содержащийся в красно-бурых глинах, отличается от них очень высокими содержаниями CaO (36,3 %), ппп (30,2 %), несколько повышенным значением P_2O_5 (0,21 %), и очень низкими (в 2–4 раза) содержаниями остальных породообразующих окислов. В прозрачном шлифе под микроскопом хорошо видно, что этот мергель состоит из кальцита и изотропного глинистого вещества с редкими серицитоподобными чешуйками. Он имеет брекчиевидную микротекстуру, которая вещественно проявляется в неравномерном распределении кальцита: кальцита больше в «цементе», чем в «обломках», величина которых 0,05–0,8 мм. Встречаются также единичные обломки кварца алевритовой размерности и единичные скопления кальцита овальной формы размером до 0,1 мм, очень похожие на органические остатки, замещённые кальцитом.

Красно-бурый цвет глин, их химические особенности, наличие в них многочисленных мергелистых конкреций и прослоя мергеля могут свидетельствовать об осадконакоплении в условиях умеренно тёплого аридного климата в тёплом мелководном бессточном водоёме с очень неустойчивом гидрологическим режимом, частых, сильных и длительных колебаниях его уровня вплоть до полного пересыхания. Воды этого озера отличались повышенными минерализацией, жёсткостью и щёлочностью. Известно, что накопление карбонатов в бессточных озёрах умеренного пояса происходит в условиях достаточно сухого и тёплого климата со среднеиюльскими температурами не ниже +20 ºС, так как в сухом климате катионы кальция менее подвижны и накапливаются в результате повышенного испарения, а при повышении температуры ускоряются химические реакции и скорость выпадения в осадок углекислого кальция прогрессивно возрастает.

Следовательно, климат Уймонской котловины во время накопления красно-бурых глин был значительно теплее и намного суше, чем современный.

Рассматриваемые красно-бурые озёрные глины по своей литологии, химическим особенностям и условиям осадконакопления практически полностью идентичны глинам озёрных фаций верхнемиоценовой павлодарской свиты широко развитой в западных и северных предгорьях Алтая. Очень близки они и озёрным глинам среднемиоцен-среднеплиоценовой туерыкской свиты Чуйской и Курайской котловин юго-востока Горного Алтая. Туерыкская свита отличается лишь цветом (преимущественно серый и различные его оттенки) и высокими значениями отношения FeO/Fe_2O_3 (0,6–1,27), указывающими на осадконакопление в условиях восстановительной среды [3].

Таким образом, по нашему мнению, красно-бурые озёрные глины, вскрытые карьером на левом берегу Катуни выше села Усть-Кокса, могут быть отнесены к позднему миоцену и коррелироваться с павлодарской свитой предгорий Алтая, и туерыкской свитой Юго-Восточного Алтая.

Литература:

1. Задкова И.И., Поспелова Л.Н., Симонова В.И. Микроэлементы в глинах позднего кайнозоя Ишим-Тобольского междуречья // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. – М.: Наука, 1968. – С. 51–55.

2. Лукашёв В.К. Геохимия четвертичного литогенеза. – Минск: Наука и техника, 1970. – 295 с.

3. Русанов Г.Г. Минералогические и геохимические особенности неогеновых озёрных отложений в Чуйской и Курайской котловинах Горного Алтая // Успехи современного естествознания, 2009, № 9. – С. 25–29.

4. Янов Э.Н. Использование геохимических данных при палеогеографическом анализе // Советская геология, 1980, № 1. – С. 66–75.

ФОРМИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ В ТЕРРИГЕННОМ ВИЗЕЙСКОМ КОМПЛЕКСЕ ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА

Н. Н. Рябинкина

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: ryabinkina@geo.komisc.ru

В терригенных визейских отложениях Печорского нефтегазоносного бассейна развиты природные резервуары различного генезиса. В центральной части бассейна развиты песчаные тела, сформированные русловыми фациями, а на востоке и юго-востоке – дельтовыми и баровыми. Ловушки можно отнести к пластовому типу, литологически и тектонически экранированные. Покрышкой для большинства залежей служат глинистые и глинисто-карбонатные отложения тульского и алексинского горизонтов позднего визе.

Нефтеносность нижневизейского терригенного комплекса была известна еще с XVII века, когда битумный камень с р. Бол. Сопляс использовался как материал для производства точил. Основой любой залежи углеводородов служит природный резервуар (ПР) – геологическое тело определенной формы, сложенное проницаемыми (коллекторами) и ограниченное слабо- или непроницаемыми породами. Важнейшими признаками природного резервуара являются его морфология и внутренняя структура, которые обусловлены как условиями седиментогенеза, так и последующими диагенетическими и катагенетическими преобразованиями.

Ранее [4] было установлено, что в ранневизейское время территории современных месторождений (Югидское, Печоро-Кожвинское, Печоргородское и др.) развивались в пределах аккумулятивной равнины, что привело к формированию природных резервуаров пластового типа, где коллектором служат, как правило, песчаники руслового генезиса, а

покрышкой – глинистые и глинисто-карбонатные отложения тульского и алексинского горизонтов позднего визе. К юго-востоку от этих месторождений (Войское) наблюдается смена аллювиальных фаций дельтовыми. Как было установлено Марковским [3], описанный им разрез в карьере Войской точильной фабрики представляет собой дельтовый комплекс отложений. В раннем визе, на стадиях седименто- и диагенеза из отложений *дельтового* комплекса [1, 3] сформировалось линзовидное песчаное тело, послужившее ловушкой для углеводородов, которая заполнилась очевидно в среднем-позднем карбоне с образованием нефтяного месторождения. Массивное песчаное тело (мощность песчаников более 40 м) с высокой пористостью (до 25%) и латеральной изменчивостью сформировало природный резервуар массивного типа. На границе позднего карбона и ранней перми, при формировании Воя-Соплясской антиклинали, произошло разрушение залежи и её вывод на дневную поверхность, что привело к окислению нефтей и формированию Войского месторождения твердых битумов. Содержание битума (асфальты и асфальтиты) в песчаниках достигает от 0.6 до 8–10 мас. %, обычно 1.0–2.0% [3]. По плоскостям наслоения пород и трещинам в них также идет заполнение битумом, в отдельных случаях толщина почти вертикальных трещин (угол падения до 70°) с битумом составляет более 1.5-2 см. При всем этом в стенке карьера обнаружена линза чистого белого кварцевого песка (150х70 см), окруженная кварц-сидеритовой коркой толщиной 1.5 см, находящаяся внутри сильно битуминозных песчаников. Это позволяет предполагать, что нефтенасыщение происходило на ранних стадиях диагенеза в слабосцементированных породах с высоким коэффициентом пористости. Н. И. Марковский [3] сравнил Войские битуминозные песчаники Точильной горы с Атабаской, считая их аналогом месторождения тяжелой нефти в Канаде. Уникальность разреза заключается в его доступности для изучения в обнажении.

Изучение разреза терригенных визейских отложений Вуктыльской площади [2, 5] показало наличие повторяющихся песчаных образований барового генезиса, что дало возможность интерпретировать разрез в целом как регрессивный бар. При испытании скважин в песчаном пласте B_3 скв.225-Вуктыл (инт. 4514-4487 м) был получен приток легкой нефти (d=0.79 г/$см^3$), что позволило промысловым геологам считать продуктивным этот пласт на значительные расстояния в пределах Верхнепечорской впадины. Однако последующее разведочное бурение показало резкое выклинивание продуктивных песчаных горизонтов в западном направлении, что позволяют уверено говорить о формировании в ранневизейское время вдольбереговых баров и баровых островов на рассматриваемой территории. Для песчаных пластов визейского терригенного комплекса Вуктыльской площади нами разработана модель барового резервуара, основанная на проведенном литолого-фациальном анализе отложений и их петрофизической характеристике [5].

Таким образом, нижневизейский терригенный нефтегазоносный комплекс Печорского бассейна является хорошим объектом для отработки моделей природных резервуаров различного генезиса.

Литература:

1. *Акрамходжаев А.М., Бабадаглы В.А., Джумагулов А.Д.* Геология и методы изучения нефтегазоносности древних дельт. М.: Недра, 1986. 216 с.

2. *Анищенко Л.А., Рябинкина Н.Н.* Литолого-геохимические особенности терригенных отложений Верхнепечорской впадины // Геология горючих ископаемых европейского севера России. Сыктывкар, 2003. С.58-65. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО Российской АН; вып. 112).

3. *Марковский Н. И.* Окисленная нефть в отложениях палеодельты // Природа, 1966. № 10. С.106-109.

4. Природные резервуары в терригенных формациях Печорского нефтегазоносного бассейна / Е.О.Малышева, З.В.Ларионова, Н.Н.Рябинкина, Н.Н.Тимонина. Сыктывкар, Из-во Коми НЦ УрО РАН, 1993. 154 с.

5. *Рябинкина Н.Н.* Условия формирования и перспективы нефтегазоносности визейского терригенного комплекса Печорского бассейна. Екатеринбург:УрО РАН, 2006. 104 с.

БАЛАНСОВЫЕ РЕШЕНИЯ УРАВНЕНИЙ МАТЕРИАЛЬНОГО БАЛАНСА: ВОЗМОЖНОСТИ ОТНОШЕНИЕ СРЕДНИХ АРИФМЕТИЧЕСКОГО, ГАРМОНИЧЕСКОГО, КВАДРАТИЧЕСКОГО И ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО

С.В.Рябинкин

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

В тезисах рассматривается вопрос о сравнении остаточной (после протекания различных реакций в диа- или катагенезе торфа или угля) массы (доли) вещества. Делается вывод о преимуществе среднего геометрического по сравнению со средними арифметическим, гармоническим и квадратическим. Поэтому допускается возможность выполнять расчеты и по среднему арифметическому и среднему геометрическому, причем в последнем случае мы получаем новые, неизвестные (или хорошо забытые старые!) выводы.

Пока нет единообразия в оценке генерации флюидов, сопровождающих процесс метаморфизма (катагенеза) углей, особенно это касается двуокиси углерода и воды (например [4, 7]). Сосредоточимся на решении уравнений материального баланса, а точнее на выборе самого основного элемента – убыли массы органического вещества. Традиционно принимается при расчетах – как само собой разумеющееся – среднее арифметическое между двумя показателями – с одной стороны для воды, а с другой стороны для метана или диоксида углерода (с дисульфидом серы и азотом в форме аммиака пока не все ясно). На

самом деле это очень существенный момент – от его выбора зависит все последующие расчеты.

Мы попытаемся понять противостояние между средними арифметическим, средним геометрическим, квадратическим и (важно для последующих расчетов) средним гармоническим. В соответствии с данными [4] рассмотрим варианта расчета показателей убыли органического вещества углей. По первым двум вариантам будем учитывать все данные по элементному составу углей, только по второму варианту будем рассчитывать не по средним арифметическому, квадратическому и гармоническому. Такой вариант расчета носит сугубо отвлеченный характер и практически не связан с оценкой возможных масштабов углефикационного флюидообразования, как это принято в литературе [4, 7 и другие], но зато этот вариант поиска возможных решений очень существенен для анализа.

Теперь проанализируем ситуацию, возникающую при расчетах по традиционно применяемой методике, когда решение находилось по средним арифметическому или квадратическому (арифметически или квадратическому пропорциональному) и по среднему гармоническому (или гармонически пропорциональному). Если для арифметически (или квадратически) среднего – или арифметически или квадратическому пропорционального – как будто все ясно, то для гармонически среднего – или гармонически пропорционального – следует пояснить. Как следует из [3, стр. 67] « гармоническое среднее n положительных чисел a1, a2, … an (n ≥ 2). Гармонически среднее чисел a1, a2, … an является обратной величиной с среднему арифметическому величин, обратных к a1, a2, … an …». Там же [3, стр.22, 72 и 145 соответственно] приводится выражение для среднего арифметического $= \frac{a1+a2+,\ldots+an}{n}$, для среднего геометрического $= \sqrt[n]{a1a2 \ldots an}$, для среднего квадратичного $n=\sqrt{\frac{a1+a2+\cdots+an}{n}}$ (только для среднего квадратичного нет в формулах MS–Words выражения, что члены - a1, a2 ... an - возведены в квадрат) и для среднего гармонического $= \frac{n}{1/a1+1/a2+,\ldots+1/an}$. Как видно из написанных формул, среднее гармоническое является взаимно обратной величиной среднего арифметического и в том числе и поэтому эта величина и будет задействована в наших расчетах, в то время как среднее квадратичное мы просто приводим, в качестве примера со средним квадратичным никаких особенных действий производится не будет. Для анализа мы воспользуемся данными приведенными в работе [4], но мы будем для одного и того же интервала проводить два варианта вычислений – один раз как это и приведено в [4, 7], а второй раз мы будем исключать промежуточную стадию, как будто ее и не было вовсе и сравним результаты. Это мы делаем специально для того, чтобы путем математической индукции [1] прийти к однозначному выводу о том, что только путем

расчета по среднему геометрическому и надо вычислять убыль органического вещества – и следовательно возможные объемы генерированных флюидов и прежде всего метана (и/или его гомологов) и не будем учитывать ни влияние серы, ни влияние азота.

Стадия катагенеза	C	H	O	M H2O	M CO2	M CH4
1	80,19	5,34	10,76			
2	81,57	5,31	9,85	0,970761	0,98372	0,98261
3	84,29	5,31	7,54	0,945275	0,97396	0,968177
1	80,19	5,34	10,76			
3	84,29	5,31	7,54	0,917636	0,958104	0,94648
Стадия катагенеза	Среднее арифметическое ср.арифм. = (a1+ a2)/2	Среднее гармоническое ср.гар.= 2/(1/a1+ 1/a2)	Среднее квадратичное ср.квадр.= $\sqrt{\frac{a1+a2}{2}}$	Среднее геометрическое ср.геом.= √a1•√a2		
1-2	0,976686	0,97665	0,976703	0,976668		
2-3	0,954226	0,954142	0,954268	0,954184		
1-(2)-3	0,931979	0,931862	0,932037	0,931921		
1-3	0,932032	0,93181	0,932143	0,931921		

При сравнении с одной стороны – при среднем арифметическом, а с другой – при среднем гармоническом – с одной стороны убывает (при средних арифметическом и квадратическом при расчете по трем показателя против двух), а напротив – возрастает (при среднем гармоническом при расчете по трем показателя против двух).

Если проанализировать все это, то придется признать – именно среднее геометрическое (или в более широком понимании геометрически пропорционально) и есть искомая величина, что и требовалось доказать [5, 6].

При расчете балансовой стороны процесса по среднему геометрическому (или в более широком смысле, по геометрическому пропорциональному) в итоге отвечает принципу известному под названием закона Гесса. В учебнике [2, стр. 463] отмечается, что « … тепловой эффект реакции зависит только от начального и конечного состояний реагирующих веществ, но не зависит от промежуточных стадий процесса …» – только в конкретном случае мы можем рассуждать о балансовой стороне процесса.

Литература:

1. *С. Т. Берколайко, С. Б. Каток* Об одном индуктивном методе доказательства неравенств // Квант 1970 № 8. С.33–36.
2. *Глинка Н.Л.* Общая химия. – Ленинград. Изд–во Госхимиздат, 1954. 759 с.
3. *Мантуров О. В., Солнцев Ю.К., Соркин Ю.И., Федин Н.Г.* Толковый словарь математических терминов – Пособие для учителей. Под ред. В.А.Диткина.– М:. Изд–во Просвещение, 1965. 539 с.
4. *Радченко О.А., Рогозина Е.А.* О соотношениях в изменении функциональных групп и летучих продуктов углефикации гумусовых углей // Химия твердого топлива. 1975. № 3. С.3–14.
5. *Рябинкин С.В.* Область инверсии газогенерационного потенциала органического вещества углей // Доклады РАН. 1996. Т. 346. № 3. С.387–389.
6. *Рябинкин С.В.* О некоторых проблемах флюидообразования при процессах углефикации // Геология и минерально–сырьевые ресурсы северо–востока России / Материалы Российского научно–практической конференции 1–3 апреля 2014. Якутск, 2014. С.415–419.
7. *Успенский В.А.* Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1954. №.6. С. 94–101.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

С.А. Сапурин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: sapurin@igg.uran.ru

В работе представлена геохимическая характеристика карбонатных нижневизейских пород. Дана краткая интерпретация содержаний малых элементов, в том числе и распределения РЗЭ. С учётом литологических особенностей и содержаний стабильных изотопов сделаны выводы о палеоусловиях.

На восточном склоне Южного Урала широко развиты нижнекаменноугольные карбонатные толщи, формирование которых происходило в шельфовых бассейнах различной глубины и различных размеров. В том числе для турнейского века и начала визейского были характерны относительно небольшие изолированные карбонатные платформы, окруженные морскими терригенными и/или вулканическими фациями. Для уточнения особенностей

осадконакопления в пределах этих структур, наряду с литологическими, петрографическими и палеонтологическими данными существенное значение имеют геохимические характеристики карбонатных пород.

С целью выполнения этой задачи были изучены известняки ранневизейской платформы, обнажающиеся на р. Нижняя Гусиха, левом притоке р.Урал. Этот разрез считается стратотипическим для нижнего визе Южного Урала [5 и др.]. Он представляет собой фрагмент карбонатного массива шириной в 10-15 км и видимой длиной не менее 100 км, залегающего в поле развития вулканитов березовской свиты. Толща мощностью около 260 м сложена темными тонкозернистыми слоистыми известняками, содержащими большое количество органических остатков.

Концентрации малых элементов в породах, как правило, невысокие, в большинстве случаев значительно ниже кларка в карбонатных отложениях. Лишь содержания U, Cr, V, Sr, а также Nb, Mo и Cd иногда приближаются к кларковым, а устойчиво на уровне кларка содержатся только Co, Ni и Sr. В то же время для ряда элементов характерна более высокая концентрация в верхах разреза, на уровне устьгреховского горизонта. Это относится к Cr, Mn, Ti, Zr, Y, Rb, менее выражено у Zn. Содержание таких элементов, как U, Sr, наоборот, выше в бурлинском интервале разреза. Концентрации ванадия, меди и скандия относительно устойчивые по всему разрезу, только в средней его части имеет место их некоторое увеличение. Содержания марганца и бария также стабильно невысокие (в среднем в 7 раз ниже кларковых). Такие концентрации марганца, как известно [6], свидетельствуют либо об активных мелководных обстановках, либо об условиях близкого к аридному, климата. Напротив, концентрации бария (в среднем 8,3 г/т при кларковой 53 г/т) указывают на то, что климат был неаридным, так как для вод аридных бассейнов характерны достаточно высокие содержания этого элемента [6]. В пользу тёплого климата, тем не менее, свидетельствует изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O$ = 25,9 – 26,9‰) и в меньшей степени углерода ($\delta^{13}C$ до 5,5‰), содержание которого связано также с большим количеством биомассы [4].

Особенности корреляционных связей малых элементов свидетельствуют об отсутствии однородных источников глинистого и силикатного обломочного вещества, в незначительных количествах присутствующих в составе известняков. Высокие коэффициенты связи (0,80-0,95) характерны для таких элементов как Ti, Ga, Rb, Zr, Ba, Hf, Th. Эти элементы могут иметь различную специализацию и более вероятно их вхождение в состав глинистых минералов. Связаны между собой Ni и Co (0,90), а также Zn, Sn, Pb (0,70-0,75). Как известно [8], Co и Ni нередко концентрируются в сульфидах, главным образом в пирите, постоянно встречающемся в рассматриваемых известняках. Zn, Sn, Pb характерны для кислых пород [1], т.е. их попадание в известняки произошло в составе вулканогенной

примеси. Полное отсутствие корреляции между Cr и Ni (-0,14) говорит об отсутствии компонентов ультраосновных пород в составе известняков. Слабые связи стронция и марганца с другими элементами, по-видимому, объясняются тем, что они преимущественно накапливались в карбонатных минералах.

Химические индикаторы редокс-обстановок, используемые для карбонатных пород (V/Cr, V/(V+Ni), $U_{аут}=U_{общий}$ – Th/3), свидетельствуют о том, что во время формирования карбонатной толщи на рассматриваемой платформе среда была кислородной. В то же время, такие особенности пород, как тёмный до чёрного цвет, интенсивная пиритизация и запах сероводорода, говорят о застойных (в некоторой степени) условиях, что отчасти противоречит геохимическим индикаторам. Большое количество органических остатков, однако, свидетельствует также о богатой кислородом среде. По всей видимости, на дне бассейна существовала специфическая окислительно-восстановительная обстановка, когда осадок был насыщен кислородом в значительно меньшей степени, чем придонные воды.

Сумма редкоземельных элементов низкая – в нижней части разреза 1,5-6,0 г/т, за единичными исключениями, в верхней части устьгреховского горизонта несколько выше. Такие концентрации лантаноидов могут быть связаны с высокой скоростью осадконакопления и крайне низким содержанием железа (3000-3500 г/т) и марганца (50-200 г/т). В мелководной, богатой кислородом среде на фоне низкой скорости осадконакопления происходит удаление РЗЭ из морской воды путем осаждения их на оксигидроксидах железа и марганца [2]. Отмеченная повышенная концентрация РЗЭ в верхней части устьгреховского горизонта может быть связана с некоторой примесью вулканогенного материала.

Характер распределения РЗЭ приблизительно одинаковый по всей толще. Отношение легких к тяжелым элементам (La_n/Yb_n) чаще всего 2,8-5,7, в среднем 4,2; причем наклоны кривых легкой части спектра заметно больше (La_n/Sm_n – 3,3-5,0, в среднем 4,1), чем тяжелой (Gd_n/Yb_n – 0,8-1,5; в среднем 1,1). Отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu*) наблюдается всегда, но она относительно неглубокая – 0,57-0,73 (в среднем 0,63), отрицательная аномалия церия 0,33-0,64 (в среднем 0,45) – также свидетельствует о кислородной обстановке.

Аналогичные тренды распределения РЗЭ широко распространены в карбонатных отложениях, а угол наклона этих кривых может указать на геодинамическую обстановку, существовавшую во время накопления пород [3]. По данным, полученным Е.Ф. Летниковой, отношение легких к тяжелым элементам в интервале значений от 2 до 4 свидетельствует об обстановке активной континентальной окраины, а более 4 – пассивной окраины, сходной с обстановками субплатформенных бассейнов осадконакопления. Таким образом, разброс значений отношений La_n/Yb_n в пределах 2,8-5,7 говорит о том, что в ближайшем окружении карбонатной платформы находились активные тектонические зоны, которые периодически

проявляли себя всплесками вулканической деятельности, скорее всего подводной. В то же время, на самой платформе хорошо выраженные следы вулканических процессов в основном отсутствуют, т.е. на условия осадконакопления в её пределах вулканическая активность оказывала незначительное влияние.

Литература:

1. Интерпретация геохимических данных / Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. – М.: Интермет инжиниринг, 2001. 287 с.
2. *Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане: автореф. дис. … докт. хим. наук. – М. 2004.
3. *Летникова Е.Ф.* Геохимические типы карбонатных отложений южного обрамления Сибирской платформы: автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск. 2008.
4. *Мизенс Г.А., Кулешов В.Н., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Сапурин С.А.* О распределении стабильных изотопов углерода и кислорода в известняках нижнего визе на востоке Южного Урала // Материалы 10 Уральского литологического совещания. – Екатеринбург. 2014. С.127-129
5. *Постоялко М.В., Степанова Г.А., Черепанова Н.А.* Нижневизейские отложения Магнитогорского синклинория (разрез «Нижняя Гусиха») // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. – Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 95–107.
6. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). – Сыктывкар: Геопринт. 2011. 742 с.
7. *Hatch, J.R., Leventhal, J.S.* Early diagenetic partial oxidation of organic matter and sulfides in the Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) Excello Shale Member of the Fort Scott Limestone and equivalents, northern Midcontinent region, USA. // Chem. Geol. 1997. V. 134, pp.215-235.
8. *Jones B., Manning D.A.C.* Composition of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994, v. 111, pp. 111-129.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ТАГАЙСКОГО РАЗРЕЗА РАННЕГО МИОЦЕНА ПРИБАЙКАЛЬЯ

Сизов А.В., Клементьев А.М.

ИЗК СО РАН, Иркутск, alpinefox@ya.ru

Рассматривается строение разреза Тагай, крупного местонахождения раннемиоценовой фауны в Сибири. Приводятся сведения о литологических особенностях костеносных горизонтов и их тафономической характеристике.

Ранне-среднемиоценовые местонахождения позвоночных животных на территории России единичны и представлены четырьмя местонахождениями (Беломечетская, Тагай, Ая, Морская). Эти точки крайне скудно обеспечивают историю фаун первой половины миоценовой эпохи, общей продолжительностью более восьми миллионов лет, на огромных российских территориях. На современном этапе практически недоступны Беломечетская (необходимы массовые вскрышные работы прочных песчаников) и Ая (подземное

оледенение). Тем более уникальным является Тагайское комплексное местонахождение позвоночных, которое легко доступно для изучения. Бухта Тагай расположена в Ханхойском заливе к юго-западу от поселка Хужир на острове Ольхон. Здесь в разные годы были выявлены стратиграфические горизонты позднего кайнозоя, охарактеризованные ископаемой фауной. В 1958 году состоялись первые детальные исследования этого разреза под непосредственным руководством О.В. Скалон [1]. После этих работ А.Г. Покатиловым [2] проводились лишь спорадические сборы микротериофауны.

Начиная с 2008 года мы продолжили исследования миоценовых отложений в бухте Тагай. Первый же год раскопок показал большую перспективность стратиграфических и палеонтологических работ на объекте [3], впоследствии продолженных крупным коллективом отечественных палеонтологов [4-8]. Практически одновременно с нами к фауне Тагая проявила интерес группа иностранных ученых, результаты их случайных исследований нашли отражение в большой сводке по неогену Азии [9].

В 2012 г. было проведено детальное геологическое описание разреза Тагай-I, а в 2014 году внесены незначительные уточнения и дополнения (рис. 1). Отложения здесь, по всей видимости, заполняют небольшую тектоническую впадину на наклонных блоках, ограниченную листрическими сбросами. Развитию последних могло способствовать наличие неглубоко залегающих поверхностей древних шарьяжей в породах фундамента. Здесь на кристаллическом фундаменте, уходящих под урез воды в юго-западном направлении, залегают монтмориллонитовые гипсоносные глины с известковыми включениями, местами с рассеянной дресвой, мелким щебнем, чередующиеся с прослоями песков и алевритов. Встречаются также прослои красноцветных отложений. В разрезе хорошо видно фациальное замещение. Пляжевые фации в северо-восточной части сменяются озерными в центральной части разреза. Это отражается и на распределении костных остатков в разрезе. Пляжевые осадки как правило немые и не содержат ископаемых остатков. Озерные состоят из чередующихся прослоев глин и слабо литифицированных песков с карбонатными стяжениями и многочисленными остатками фауны. Верхние горизонты, во всей вероятности, свидетельствуют об изменении береговой линии палеоозера. В этих горизонтах не наблюдается фациального замещения. Слои остаются практически однородными на всей протяженности разреза.

По всей видимости, осадки накапливались в небольших мелководных бессточных озерах, возможно, с повышенной минерализацией вод. Дефицит кислорода в водоеме реконструируется по таксономическому составу рыб [6].

Тафономия. По предварительным данным представляется захоронение остатков позвоночных в прибрежной зоне озера, и фациальные обстановки сменялись в зависимости

от колебаний уровня. Предварительно все «циклы» были сформированы за несколько тысяч лет, поскольку изменений в фауне из разных слоев не наблюдается. Если остатки встречены в песчаных слоях, то захоронение происходило в зоне активности пляжа. Остатки здесь фрагментарны и редки, в виде редкого исключения встречен пока единственный скелет носорога. В остальных типах осадков содержание материала также различно. Наибольшей насыщенностью обладают плотные вязкие глины темного цвета, вплоть до черных. Здесь процессы диагенеза шли интенсивно, поэтому ископаемый материал имеет цвет от светло-желтого до темно-коричневого, иногда ярко-изумрудного и голубого. Цвет ископаемого материала обусловлен оксидами серы (до 1,33 %), марганца (до 1,21 %), железа (до 1,22 %) и меди (до 0,11 %; аналитик Г.В. Пашкова). Определение происхождения окраски затруднено в силу длительных тафономических и диагенетических воздействий. Осадки видимо формировались у берега, где была развита обильная растительность, что обеспечивало отложение многочисленных органических остатков, нивелирующих повышенную кислотность лесной подстилки. Участки со стоячей водой, бедной кислородом, также обеспечивали сохранность костей. Слои алевритов оливково-зеленого цвета формировались уже вдали от берега и практически не содержат остатков позвоночных. Седиментологические и биостратиграфические показатели разреза уникальны и позволяют использовать его как репер в стратиграфических исследованиях неогеновых толщ Сибири.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-04-00575.

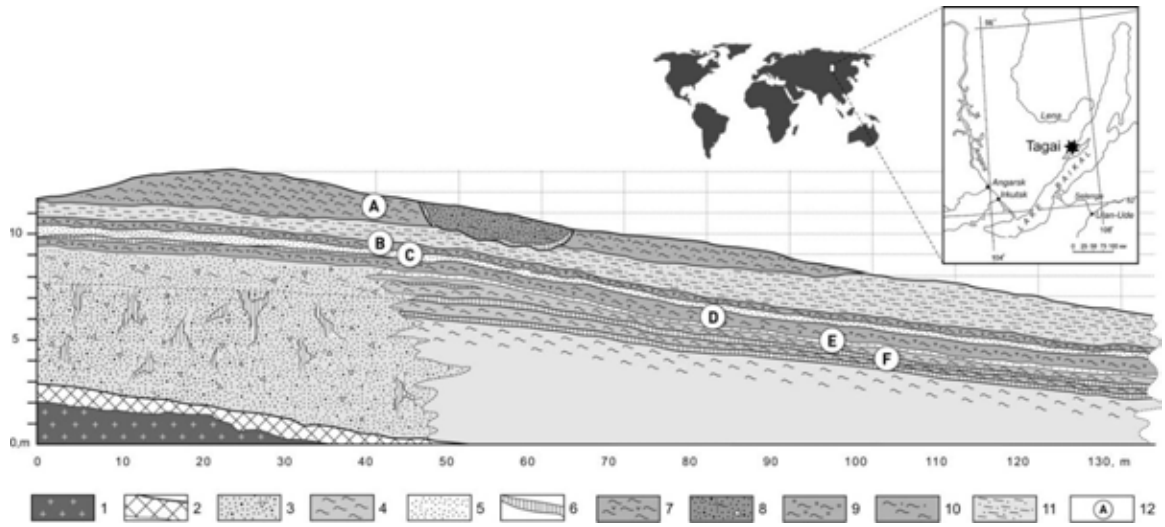


Рисунок 1 - Геологическое строение Тагайского местонахождения ископаемой фауны. 1 - фундамент; 2 – мел-палеогеновая кора выветривания; 3 - пески суглинистые щебнистые и дресвянистые с карбонатными образованиями; 4 - глины; 5 - песок; 6 - карбонатные образования; 7 - черные углефицированные глины с прослоями кирпично-красных и рыжих супесей и суглинков; 8 - рыже-коричневые пески дресвянистые, суглинистые; 9 - черные и темно-коричневые глины местами интенсивно окарбоначенные; 10 - окарбоначенные глины и суглинки; 11 - оливковые и бледно-розовые алевриты и алевро-пелиты; 12 - костеносные горизонты

Литература:

1. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 196 с.

2. Покатилов А.Г. Палеонтология и стратиграфия кайнозоя юга Восточной Сибири и сопредельных территорий. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2004. 275 с.

3. Клементьев А.М. Находка миоценового носорога на острове Ольхон (озеро Байкал) // 200 лет отечественной палеонтологии. Материалы всероссийского совещания, под ред. И.С. Барскова, В.М. Назаровой. – М.: ПИН РАН, 2009. С. 56-57.

4. Данилов, И.Г, Сыромятникова, Е.В., Клементьев, А.М. и др. Новые данные по миоценовым позвоночным местонахождения Тагай (Ольхон, Байкал) // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. Москва: ПИН РАН, 2012.

5. Зеленков Н.В., Мартынович Н.В. Богатая фауна птиц из миоценового местонахождения Тагай // Труды Мензбировского орнитологического общества, 2013. Т. 2. С. 73-93.

6. Тесаков А.С., Сыромятникова Е.В., Данилов И.Г. и др. Успехи изучения миоценовых позвоночных местонахождения Тагай (остров Ольхон, озеро Байкал) // Палеонтология Центральной Азии и сопредельных регионов: к 45-летию СРМПЭ. Москва: ПИН РАН, 2014. С. 75-77.

7. Syromyatnikova E.V. The First Record of *Salamandrella* (Caudata: Hynobiidae) from the Neogene of Russia // Russian Journal of Herpetology. Vol. 21. № 3, 2014. pp. 217-220.

8. Тесаков А.С., Лопатин А.В. Первая находка грызунов семейства Mylagaulidae (Rodentia, Mammalia) в миоцене Восточной Сибири // ДАН, 2015. Т. 460, № 1. С. 1-4.

9. Daxner-Hock, G., Bцhme, M., Kossler, A. New data on Miocene Biostratigraphy and Paleoclimatology of Olkhon Island (Lake Baikal, Siberia) // Fossil Mammals of Asia: Neogene Biostratigraphy and Chronology, New York: Columbia Univ. Press, 2013, pp. 508–519.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ ВАСЮГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ТЕВЛИНСКО-РУССКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

И.В. Суполкина, И.А. Пантелейко, Е.В. Гачегов

Филиал ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг" "КогалымНИПИнефть" в г. Тюмени, Когалым, e-mail: Supolkina@nipi.ws.lukoil.com

Выполнен комплекс методов литолого-фациального и седиментологического моделирования на основе комплексного анализа детальной площадной корреляции разрезов, изучения керна и сейсмофациального анализа. Создана площадная модель формирования песчано-алевритовых васюганских отложений. Установлены седиментационные критерии распространения высокоемких коллекторов и связанных с ними ловушек углеводородов.

При реконструкции палеофациальных обстановок накопления терригенных осадков верхней части васюганской свиты были использованы результаты большого количества лабораторных исследований распиленного керна, выделены основные группы фаций и

описаны закономерности их размещения по площади месторождения. На территории Тевлинско-Русскинского участка были выделены *мелководно-бассейновые и переходные группы отложений* пласта $ЮС_1$.

Отложения васюганской свиты, с которыми связан пласт $ЮС_1$, представлены неравномерным чередованием и переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Песчано-алевритовые породы васюганской свиты сменяются вверх по разрезу зеленовато-серыми, глинисто-алевритовыми породами георгиевской свиты. Георгиевская свита согласно залегает на продуктивных отложениях васюганской свиты и отчетливо выделяется по характерному пику на кривой индукционного метода.

Отложения васюганской и георгиевской свит характеризуются параллельным напластованием и относительной выдержанностью по толщине разреза. Общая толщина васюганских отложений составляет 45-75 м. Увеличение толщин отмечается в пределах Тончинского, Имилорского и Ярсомовского прогибов. Общее направление увеличения толщин отложений васюганской свиты – с северо-запада на юго-восток.

Георгиевская свита развита по всей площади Тевлинско-Русскинского месторождения, по данным ГИС выделяется по характерному пику на кривой индукционного метода, характеризуется низкими значениями естественной радиоактивности и низким сопротивлением. Толщина изменяется от 3 м до 5 м, что свидетельствует о спокойном режиме осадконакопления, а глинисто-алевритовые породы, слагающие данные отложения, свидетельствуют о глубоководных условиях их формирования.

Палеогеографические условия образования отложений васюганской свиты, накапливающейся в оксфордский период, описаны в большом количестве научно-исследовательских работ. Установлено, что в келловейский период территория начинает плавно прогибаться. С северо-запада на её территорию проникают морские воды. К началу оксфордского периода условия осадконакопления сменяются на прибрежно-морские, а в киммериджский период - на морские. При этом накопление пластов $ЮС_1^2$ и $ЮС_1^1$ носило регрессивный характер. Как правило, пласт $ЮС_1^1$ характеризуется увеличением количества песчаных прослоев по сравнению с нижележащим пластом $ЮС_1^2$. По характеристике каротажных диаграмм αПС в большинстве изученных скважин установлен регрессивный тип осадконакопления с укрупнением размера зерен снизу вверх, что свидетельствует о повышении гидродинамической активности среды к концу этапа накопления осадков васюганской свиты.

На рубеже юрского и раннемелового времени установлены *три этапа* проявления *трансгрессии*. На первом этапе формировались песчано-глинистые отложения аномальных разрезов баженовской свиты в результате погружения отдельных блоков по

субвертикальным конседиментационным разломам. На втором этапе на выровненную поверхность в пределах практически всего осадочного бассейна откладывались битуминозно-глинистые породы собственно баженовской свиты. На третьем этапе активизировались смежные, ранее неподвижные блоки и в их пределах происходило накопление аномальных разрезов компенсационной пачки ачимовской толщи.

С целью построения *карты литофациальной зональности* в интервале отложений пласта $ЮС_1$ Тевлинско-Русскинского месторождения были использованы:

- результаты динамического анализа сейсмического материала МОГТ-3D - *карта сейсмических фаций*.

- данные каротажа по 135 скважинам.

В зонах развития нормального бажена *классы сейсмофаций*, выделенные по набору параметров записи, в целом, отвечают литофациальным зонам, выявленным по каротажным диаграммам и данным петрографических исследований керна. По электрометрическим моделям кривых αПС было выделено несколько основных групп фаций *шельфовой и прибрежно-морской* обстановок осадконакопления:

- регрессивных устьевых баров и вдольбереговых валов;

- разрывных течений и их головных частей;

- забаровых лагун и отложений умеренного шельфа.

К началу оксфордского времени Когалымская вершина уже была частично денудирована и находилась ниже уровня моря. Снос осадков, очевидно, проходил с востока и юго-востока. Наибольшую площадь занимают песчаные аккумулятивные формы. Отложения устьевых и регрессивных баров и вдольбереговых валов идентифицируются по форме кривых αПС.

Подводя итог литофациальному анализу пластов группы $ЮС_1$, отмечаем следующее:

1. Пласт $ЮС_1$ васюганской свиты накапливался *в прибрежно-морской обстановке* в условиях регрессии моря. Нижняя его часть, пласт $ЮС_1^2$, формировался в относительно удаленной части бассейна, о чем свидетельствует преобладание глинистых отложений. Осадкообразование пласта $ЮС_1^1$ шло в более активной гидродинамической обстановке. Насыщенность потоков обломочным материалом была выше, благодаря близости к береговой линии, что способствовало формированию мощных баровых образований. Из-за отсутствия четкого репера, разделяющего пачки $ЮС_1^1$ и $ЮС_1^2$, пласт рассматривается как единый седиментационный объект.

2. Наиболее благоприятные, с точки зрения коллекторских свойств, *песчаные тела вдольбереговых баров и валов* формируют две протяженные гряды субмеридионального направления, параллельные древней береговой линии. С песчаными *телами баров связаны*

участки с наибольшими дебитами притоков нефти.

3. Зона накопления разрезов АРБ характеризуется повышенной густотой сети разрывных нарушений, выявленных по кубу когерентности, что доказывает связь между процессами накопления песчано-алевритовых толщ бажена и системой разрывных нарушений.

4. Установлено, что скважины с повышенными начальными дебитами нефти пробурены в центральной части месторождения, в районе *залежи 5* ($ЮС_1^1$) и *залежи 2* ($ЮС_1^2$), за границей утвержденных ранее ВНК, в пределах совмещения *залежи 9* ($ЮС_1^1$) и *залежи 5* ($ЮС_1^2$). Скважины вскрыли отложения вдольберегового вала. Эта часть месторождения находится в зоне накопления АРБ и разбита большим количеством малоамплитудных нарушений и зон разуплотнения, связанных с ними. Вероятно, помимо седиментационного фактора, имеет место влияние тектоники на коллекторские свойства песчаников через повышенную интенсивность метасоматических преобразований. В скважинах с аномально высокими дебитами при описаниях шлифов отмечены процессы регенерации кварца.

5. В южной части месторождения, покрытой сейсморазведочными работами 3D, в том числе и на участках, не затронутых эксплуатационным бурением, по данным сейсмо-литофациального анализа *выделены участки накопления аккумулятивных тел баров и вдольбереговых валов, благоприятные с точки зрения коллекторских свойств.*

ГРЯЗЕВЫЙ ВУЛКАНИЗМ В ФОРМИРОВАНИИ ЛИТОКОМПЛЕКСОВ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН НА ЮГЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

А.В. Татаринов, Л.И. Яловик

ГИН СО РАН, Улан-Удэ, e-mail: tatarinov@gin.bscnet.ru

Рассмотрены основные черты формирования литокомплексов межгорных впадин выделенной авторами Южно-Сибирской области мезозойско-кайнозойского грязевого вулканизма. Установлены минеральные ассоциации, характеризующие газо-эксплозивную, нефте-газо-водо-литокластитовую и газо-водную стадии грязевулканической деятельности механизмы минералогенеза. Выделены флюидодинамические режимы функционирования грязевых вулканов, различающиеся доминирующими генетическими механизмами минералообразования: корневых (очаговых) структур флюидогенерации, каналов транзита флюидопородного субстрата, каналов транзита гидротерм.

На примерах Байкальской (Kz), Бодайбинской (Kz), Тункинской (Kz), Ундино-Даинской (Mz), Торейской (Kz-Mz) и других депрессий (рис.) установлено, что они выполнены в основном продуктами грязевулканических извержений, представленных

литокомплексами алеврито-псаммито-гравелито-конгломератовой размерности, с обилием грифонных песков. В их составе обнаружены обломки различных пород и минералов кристаллического фундамента впадин, иногда вынесенных с больших глубин (7-15 км).

Процессами карбонатизации, вплоть до образования травертинов и силикатно-карбонатных мергелеподобных отложений, охвачены значительные части разрезов впадин. Если формирование отложений кайнозойских грязевулканических впадин обычно заканчивается образованием песчаных массивов (диапиров), то в более древней (K_1) Ундино-Даинской впадине разрез пластовых грязевулканических сопочных литокомплексов венчают гейзеритовые купола.

Грязевый вулканизм на юге Восточной Сибири вызывают флюидодинамические процессы плюмовой природы, которые в мезозое и кайнозое сопровождали формирование рифтов. Для таких регионов, относимых к областям мезозойско-кайнозойской складчатости и тетономагматической активизации, предложена модель флюидной консолидированной земной коры II типа [4].

По всем параметрам воды грязевулканических впадин юга Восточной Сибири не отличаются от нефтегазоносных структур подвижных поясов, которым свойственно широкое развитие грязевого вулканизма [3].

Газовые компоненты грязевулканических флюидов в основном представлены CH_4, N_2, CO_2 и H_2 с различными сочетаниями и количественными соотношениями между ними. Соответственно по преобладающим газам водная фаза и сухие газы грязевых вулканов подразделяется на несколько типов: метановый, азотный, углекислый, метано-азотный, азотно-углекислый, водородно-азотный, углекисло-водородный.

Присутствие нефтяных компонентов – характерная черта состава флюидной системы грязевых вулканов Южно-Сибирской области.

Полученные материалы в нашей интерпретации согласуются с основными положениями флюидодинамической модели грязевого вулканизма внутриконтинентального типа [2]:

– грязевые вулканы, месторождения нефти и газа, аномально высокие пластовые давления (АВПД) имеют общую природу и схожий механизм возникновения;

– грязевые вулканы также, как и месторождения УВ, зоны АВПД образуются в результате автоколебательных процессов в коровых волноводах, расположенных на глубинах 10-15 км.

Флюидная система (вода, газ, нефть) формируется в коровых волноводах (интервал глубин 10-20 км [1], возникающих как в осадочных породах нефтегазоносных бассейнов, так и кристаллических породах их фундамента. Для Южно-Сибирской области грязевого

вулканизма разрезы на глубинах 10-20 км охватывают древние породы гранит-метаморфических и ультрабазит-базитовых комплексов.

Флюидодинамика определяет морфоструктурные особенности грязевых вулканов Южно-Сибирской области и сильно влияет на видовой состав минералов, входящих в ассоциации их литокомплексов. Выделяется три флюидодинамических режима в формировании грязевулканических впадин, различающихся доминирующими генетическими механизмами минералообразования: корневых (очаговых) структур флюидогенерации, каналов транзита флюидопородного субстрата, каналов транзита гидротерм.

Геодинамические условия грязевого вулканизма в Южно-Сибирском регионе определяются плюм-тектоникой, проявляющейся в земной коре в виде развития взаимосвязанных рифтогенных и шарьяжно-надвиговых структур. Основным фактором генерации флюидов, инициирующих грязевый вулканизм, является динамометаморфический, т.е. механохимический механизм, вызывающий гидратацию безводных алюмосиликатов из пород докембрийских магматических и метаморфических толщ, с образованием серпентинитов, тальк-карбонатных пород, динамосланцев с хлоритом, актинолитом, серицитом, гидрослюдами и другими слоистыми силикатами. Трибохимические реакции дегидратации, генерирующие флюидные системы грязевых вулканов, играют главную роль при динамометаморфических преобразованиях горных пород в зонах деструкции.

Литература:

1. *Дмитриевский А.Н., Каракин А.В., Баланюк И.Е.* Концепция флюидного режима в верхней коре (гипотеза корового волновода) // Доклады Академии наук. 2000. Т. 374. № 4. С. 534-536.

2. *Каракин А.В., Каракин С.А*. Флюидодинамическая модель грязевого вулканизма // Доклады Академии наук. 2000. Т. 374. № 5. С. 684-687.

3. *Керимов В.Ю., Рачинский М.З*. Геофлюидодинамика нефтегазоносности “подвижных поясов”. М.: ООО “Издательский дом недра”, 2011. 599 с.

4. *Киссин И.Г*. Основные типы флюидных систем консолидированной коры и их связь с тектоническими структурами // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395. № 3. С. 381-386.

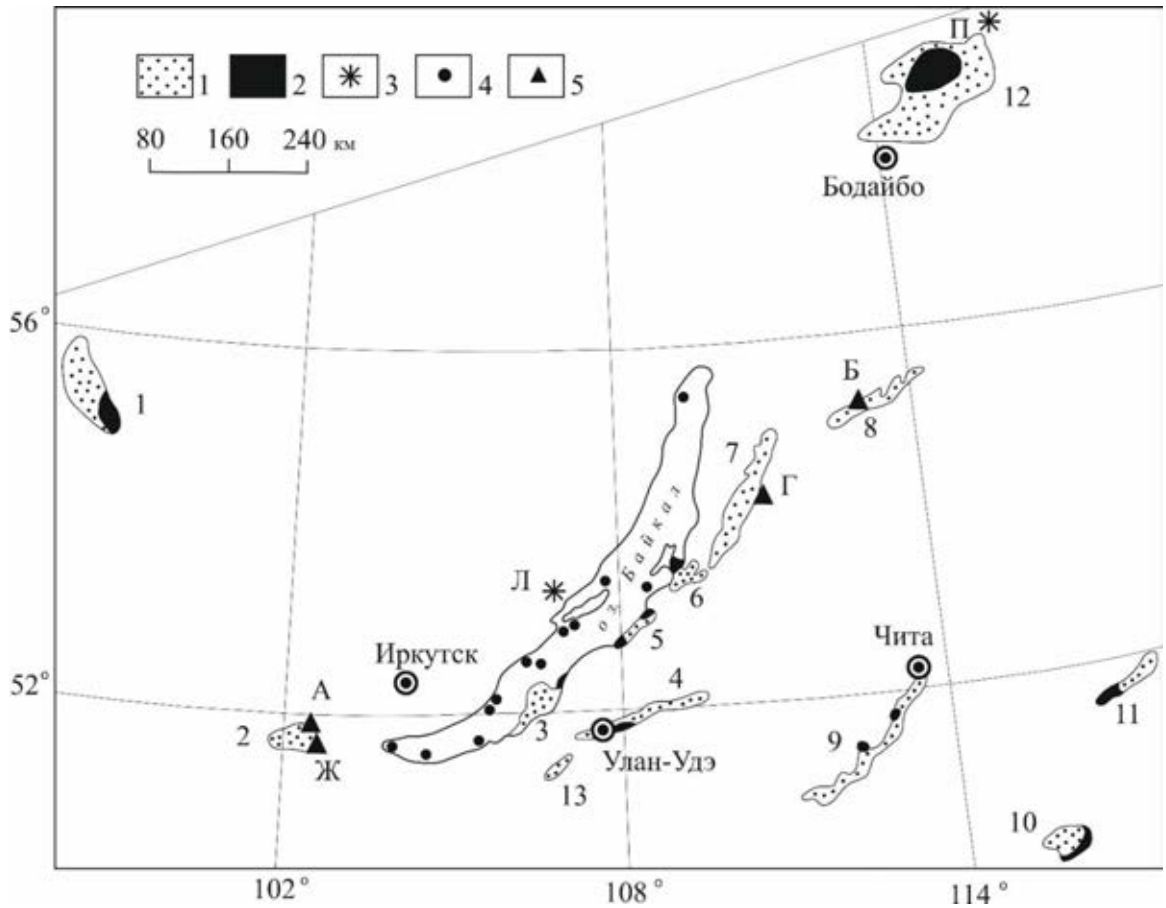


Рисунок 1- Схема проявлений грязевого вулканизма на юге Восточной Сибири (Южно-Сибирская грязевулканическая область): 1 – рифтогенные впадины кайнозойского и мезозойского возраста с грязевулканическими комплексами (1 – впадины Присаянского прогиба, 2 – Тункинская, 3 – Усть-Селенгинская, 4 – Удинская, 5 – Котокельская, 6 – Усть-Баргузинская, 7 – Баргузинская, 8 – Баунтовская, 9 – Читино-Ингодинская, 10 – Торейская, 11 – Ундино-Даинская, 12 – Бодайбинская, 13 – Гусиноозерская); 2 – участки распространения грязевулканических образований, изученные авторами; 3 – кратеры газо-эксплозивного происхождения (Л – Левосарминский, П – Патомский); 4 – грязевые вулканы оз. Байкал; 5 – изученные авторами отложения термальных источников (А – Аршанский, Б – Баунтовский, Г – Гаргинский, Ж – Жемчуг)

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ г. АНДОМА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПРИОНЕЖЬЕ)

Е.Н. Терехов, А.С.Балуев С.Ю. Колодяжный

Геологический институт РАН, 119017, Москва, e-mail: tereh@ilran.ru

В работе представлены результаты геохимических исследований верхнедевонских отложений из зоны разрывно-складчатых дислокаций г.Андома. Породы характеризуются отрицательной Eu аномалией (0.4 до 0.65), чем они принципиально отличны от составов современных осадков Кандалакшского залива Белого моря,

которые можно рассматривать как средний состав архейской части Балтийского щита. По ряду индикативных элементов они же отличны и от вендских пород Зимнего берега, которые в свою очередь образовались за счет размыва Тиманского Кряжа. Поэтому делается вывод, что девонские отложения изученного района образовались за счет размыва свекофенских пород и особенно гранитов рапакиви, а транспорт обломочного материала происходил по каналу, приуроченному к зоне сочленения Балтийского щита Русской платформы, известной как флексура Полканова.

В пределах Главного девонского поля, расположенного на севере Русской плиты, вблизи её зоны сочленения с Балтийским щитом известно достаточно много участков аномально дислоцированных пород чехла. Нами изучено одно из наиболее ярких подобных проявлений – Андомское, где осадочные породы чехла смяты в изоклинальные складки с вертикальными шарнирами. Главной причиной образования подобных складок мы считаем тектонический фактор, а не проявления гляциотектоники, как это представляется многими исследователями. Приуроченность этих дислокаций к зоне сочленения Балтийского щита с Русской платформой, известной как флексура Полканова, определяет не только структурные преобразования, но и вещественные изменения, связанные с глубинными флюидными потоками характерными для крупных геоструктурных разделов. Несмотря на наблюдаемые геохимические аномалии в зонах дислокаций (см. Балуев и др. в этих материалах), изучение важнейших геохимических характеристик этих пород и сравнение их главных индикативных показателей с известными примерами, на наш взгляд может иметь важное значение для геодинамической интерпретации генезиса Андомских дислокаций. Изученные отложения - это разнообразные по цвету и размерности пески, алевролиты и глины, относящиеся к франскому ярусу верхнего девона. Важнейшим фактором, определяющим состав обломочных пород, является состав и набор пород зоны сноса исходного материала. Согласно массовым замерам косой слоистости снос обломочного материала в девоне происходил с СЗ, со стороны Балтийского щита [4]. Поэтому особенностью формирования минеральных ассоциаций терригенных пород Главного девонского поля является существование принципиально одного источника сноса обломочного материала в течение среднего и позднего девона с Балтийского щита. Однако, не только для девонских, но и для всех палеозойских пород севера Европейской плиты характерно полное отсутствие каких либо конгломератов и даже гравеллитов из пород Балтийского щита, что указывает на отсутствие расчлененного рельефа и размытие наиболее рыхлых дезинтегрированных пород или кор выветривания. Так как состав тяжелой фракции и геохимические особенности девонских осадочных пород контролировались размывом кристаллических пород Балтийского щита, то для геодинамических построений важно оценить какие же комплексы пород и, соответственно, структуры могли размываться. В восточной части щита в его составе на современном уровне, а также вероятнее всего и в девонское время обнажались архейские (80%) и палеопротезойские (около 20% общей площади) образования. В составе

архейских комплексов преобладают породы кислого состава (до 90%) и только до 10% основные вулканиты, редкие интрузии и основные гранулиты.

Подобного тому, как кривая PAAS рассматривается как усредненный состав постархейской континентальной коры [5], так и средний состав современных осадков Белого моря, которые детально изучены в работе [2], может рассматриваться как усредненный состав восточной части Балтийского щита. Поэтому мы сравнили основные индикативные характеристики девонских и современных осадков. Оказалось, что по большинству параметров они принципиально различаются. Девонские отложения г.Андома залегают на вендских образованиях – единственных осадочных породах чехла ВЕП, достаточно хорошо изученных на предмет содержания в них элементов примесей, в том числе и РЗЭ. Систематика РЗЭ верхневендских отложений хорошо изучена [1], где показано, что она сопоставима с систематикой магматических пород преимущественно кислого состава. Детальные исследования вендских образований и в частности в районе их классического развития на Зимнем берегу, показали, что преимущественный снос обломочного материала происходил с Тиманского складчатого пояса [1]. При этом в современных осадках Белого моря, а также в большей части вендских образцах отрицательная Eu аномалия менее выражена, чем в кривой PAAS, вплоть до её отсутствии и появлении слабой положительной, тогда как в девонских образованиях наоборот отрицательная Eu аномалия хорошо выражена и её значение от 0.4 до 0.65. Геохимия РЗЭ в осадочном цикле не позволяет связать наблюдаемые изменения распределения РЗЭ в породах с их фракционированием в процессе седиментогенеза или катагенеза [5]. Поэтому можно предположить, что разница в характере распределения РЗЭ и других индикативных элементов между девонскими и четвертичными, а также вендскими отложениями в основном определяется изменением источников сноса. Для нас важно понять, размыв каких образований Балтийского щита мог обеспечить особенности состава девонских отложений г.Андома. Анализ характера распределения РЗЭ, а также других индикативных элементов показывает, что для образования девонских осадков не были вовлечены продукты размыва архейской коры, то есть района Карелии и Кольского п-ова, так как составы осадков не отвечают продуктам размыва архейской коры, например не должно быть заметной отрицательной Eu аномалии. Геохимические отличия девонских пород от вендских, а также анализ косой слоистости отдает предпочтение в поиске источника сноса свекофенским образованиям и, особенно, гранитам рапакиви, так как именно они являются самыми распространенными породами с наибольшей отрицательной Eu аномалией из существующих на Балтийском щите. К тому же характер их выветривания и разрушения (рапакиви – «гнилой камень») позволяет давать большое количество мелкого обломочного материала, который может переноситься на большое расстояние. Проблема

появления отрицательной Eu аномалии в осадочных породах Русской платформы впервые была поднята в работе [6], где было показано, что её максимальное значение характерно для вендских пород расположенных в р-не оз. Ладога – вблизи массивов рапакиви, то есть и в формировании вендских осадочных пород граниты рапакиви поставляли обломочный материал. Таким образом, можно предполагать, что в девонское время существовал пролив вдоль флексуры Полканова, по которому материал размыва гранитов рапакиви и свекофенских сланцев переносился на восток к Уральскому океану. По мнению ряда исследователей, девонская эпоха по значению структурообразующих процессов на площади платформ соизмерима, а может в чем-то и превосходит рифейский этап рифтообразования [3]. Так на Балтийском щите с девонскими структурными трендами СВ простирания связаны щелочные интрузии. Предположение о девонской активности флексуры Полканова, ещё раз подтверждает мнение многих исследователей о целесообразности проведения работ в этой структуре по поиску кимберлитов и интрузий щелочных пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-00149 и 13-05-00298) и Программы ОНЗ № 10.

Литература:

1. *Маслов А.В. и др*. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского форландового бассейна Тиманского орогена // Геохимия. 2009. №12. С.1294-1318.

2. *Маслов А.В. и др*. Особенности распределения элементов–примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря // Литология и полезные ископаемые. 2014. №6. С. 463-492.

3. *Леонов Ю.Г.* Тектоническая природа девонского орогенеза. Москва. «Недра» 1976. 122 с.

4. *Панова Е.Г., А.П.Казак А.П., Якобсон К.Э.* Терригенное осадконакопление на Главном девонском поле // Литосфера. 2003. №4. С.19-31.

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

6. *Фелицын С.Б., Сочава А.В.* Eu/Eu* в аргиллитах верхнего венда Русской платформы // ДАН 199.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮРСКИХ ПОРОД СЕВЕРНОГО СКЛОНА КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

С.В.Шадрина, А.П.Кондаков

ТО СургутНИПИнефть, Тюмень, Shadrina_SV@surgutneftegas.ru

Проведен анализ геохимического состава аргиллитов и алевритистых аргиллитов средне- и верхнеюрского возраста района Рогожниковского вала, выделяемого на севере Красноленинского свода. Полученные данные свидетельствуют о гетерогенном составе принесенного терригенного материала с некоторым увеличением к концу юрского периода доли основных пород на палеоводосборах, наличии в тутлеймской свите прослоя с примесью пеплового базитового материала, неоднократном изменении уровня моря в указанный временной интервал. Установлено, что появление сближенных в разрезе пород с разными

концентрациями РЗЭ фиксирует время тектонической активизации фундамента Западно-Сибирской плиты. Выявлено два этапа активизации – на границе средняя-верхняя юра и на границе юра- мел.

В настоящее время широко используются особенности геохимического состава пород как магматических, так и осадочных для выявления условий их формирования. В частности для осадочных пород изучение их состава дает представления о характере источников сноса, физико-химических и геодинамических обстановках седиментации, о влиянии гидротермальных процессов на современный облик породы. Наиболее интересные результаты получаются при исследовании не разрозненных объектов, а значительных осадочных разрезов, позволяющих проследить эволюцию обстановок в течение длительного периода осадконакопления. Нами был проведен геохимический анализ аргиллитов и алевроаргиллитов юрского возраста в районе Рогожниковского вала, выделяемого в составе Красноленинского свода. Среди литостратиграфических подразделений здесь выделяются среднеюрская тюменская (средняя и верхняя подсвиты) и верхнеюрские абалакская и тутлеймская свиты. Было проведено непрерывное опробование по разрезу одной скважины, охватившее 107,25 м, с интервалом 4, 6, 1 и 0,35 м в перечисленных стратиграфических единицах соответственно. Плотность и объем отбора образцов для геохимических исследований юрских пород Западной Сибири являются уникальными, что позволило получить новые данные по их образованию. Всего было отобрано 82 образца.

Исследования показали, что суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) незначительно меняется в пределах изученного разреза (см. таблицу). Максимальные количества отмечаются для среднетюменских и тутлеймских пород, которые ниже, чем в постархейском среднем глинистом сланце (PAAS) – 183 г/т, но величины стандартных отклонений (СО) наибольшие для верхнеюрских отложений. В целом для пород разреза характерно преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ (отношение Lan/Ybn), слабое деплетирование последних (Gdn/Ybn), наличие отрицательной Eu аномалии. Медианные величины Eu/Eu* практически не отличаются в изученных свитах, но Eu аномалия проявлена более сильно по сравнению с PAAS (0,66), особенно в породах абалакской свиты. Низкие значения Eu аномалии значительное число исследователей объясняет отсутствием воздействия глубинных флюидов на осадочные породы. Значения величины Lan/Ybn меняются от 2,5 до 8,5, в тоже время уменьшаются от более древних пород к более молодым, что связано с увеличением доли тяжелых РЗЭ. Кларк концентрации тяжелых РЗЭ меняется в пределах 1,2-4 (средний 1,4). Все это свидетельствует о гетерогенном составе пород палеоводосбора, и о возрастающей доли в продуктах размыва основных пород вверх по разрезу.

Геохимические параметры юрских пород

Параметры	среднетюменская подствита (9)		верхнетюменская подсвита (5)		абалакская свита (25)		тутлеймская свита (43)	
	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО	Мд	СО
сумма РЗЭ	168,75	35,74	147,90	23,18	133,89	65,87	170,00	93,91
Lan/Ybn	7,07	1,16	6,86	0,60	5,66	1,43	5,11	0,92
Gdn/Ybn	1,39	0,17	1,39	0,23	1,51	0,50	1,48	0,25
Ce/La	2,04	0,09	1,97	0,05	2,05	0,32	2,13	0,52
Ce/Ce*	0,99	0,04	0,99	0,03	0,96	0,14	0,98	0,24
Eu/Eu*	0,71	0,07	0,71	0,04	0,76	0,08	0,72	0,08
(Fe+Mn)/Ti	7,34	2,90	6,70	5,67	7,57	4,42	14,37	14,10
Zr/Hf	37,55	1,95	40,24	1,25	40,70	2,49	37,44	4,70

Примечание. Мд – медиана, СО – стандартное отклонение. В скобках указано количество образцов. Нормирование на хондрит.

Установлено [1], что доминирующим источником редкоземельных элементов в океане является взвешенный (93,0%) материал, значительно меньше доли эолового (1,8%), атмосферных осадков и растворенного речного стока (по 0,2%). Одним из критериев оценки степени влияния эндогенного источника на химический состав породы при ее формировании является титановый модуль (Fe+Mn)/Ti. Проанализированные образцы имеют медианные значения Ti модуля от 7 до 14, что позволяет предположить об отсутствии примеси синседиментационного гидротермального материала. Об этом же свидетельствует и величина отношения Ce/La, считающимся более чувствительным индикатором присутствия в осадках эксгалятивного материала. Медианное значение отношения Ce/La близко к 2 при малом СО, что соответствует нормальным терригенным отложениям. Величина показателя Zr/Hf, также характеризующая наличие гидротермального материала в осадках, в изученных породах выше этого показателя для обычных терригенных образований (33-35). Выделяются породы тутлеймской свиты, в которой при медианном значении Zr/Hf 37,4 определяется прослой с характеристиками Zr/Hf 44-50, что указывает на присутствие в изучаемых породах некоторого количества эксгалятивного компонента. Особенности состава пород дают основание предположить присутствие в разрезе пеплового материала базитового состава.

Профили распределений РЗЭ в породах, нормированных на хондрит, по конфигурации делятся на несколько типов, что отражает, вероятнее всего, состав поступавшего терригенного материала. Анализ спайдер-диаграмм РЗЭ выявил, что в разрезе абалакской свиты выделяется 2 части – нижняя и верхняя, тутлеймской свиты – 3 части, отличающиеся уровнем концентраций разных РЗЭ. Спектры распределения РЗЭ для тюменской, нижней абалакской и верхней части тутлеймской свит комплементарны друг другу и аналогичны спектру для PAAS. Наибольшее разнообразие в распределении РЗЭ отмечается для верхней части абалакской и нижней тутлеймской свит, что указывает на расширение области палеоводосбора или/и размыв более глубоко залегающих пород. Это может быть связано с тектонической активизацией Западно-Сибирской плиты, проявление которой отмечается на

границе средней и верхней юры [2, 3]. В средней части тутлеймской свиты, приходящейся на границу юры и мела, также присутствуют породы, различающиеся по содержаниям РЗЭ, но различия эти отмечаются в меньшем интервале разреза, чем на границе абалакской и тутлеймской свит. В этих же образцах повышенные значения показателя Zr/Hf. Вывод о проявлении тектонических движений в это время, сделанный на основе анализа абсолютного возраста цирконов из вулканогенной толщи, слагающей кристаллический фундамент в данном районе, отмечается в работе авторов [3].

Медианное значение Ce аномалии для пород юрского разреза отрицательное и по модулю не меняется, что характеризует среду формирования осадка как восстановительную при трансгрессии моря. В тоже время CO по Ce/Ce* увеличивается на порядок в верхнеюрских отложениях. При изучении разреза без усреднения смена окислительных условий на восстановительные отмечается 6 раз, причем максимальные изменения уровня моря - регрессии приходятся на границу абалакской и тутлеймской свит и в пределах тутлеймской свиты выше по разрезу, что и объясняет увеличение CO в верхнеюрских образованиях. Интервалы отмеченных регрессий совпадают с интервалами пород с резко отличающимися спектрами РЗЭ.

Проведенные исследования показали увеличение доли терригенного материала основного состава поступавшего в седиментационный бассейн в юрское время, большая часть разреза образовалась в результате гидрогенного процесса без участия эксгалятивного компонента, за исключением прослоя в тутлеймской свите с примесью пеплового базитового материала, изменение уровня моря в юрский период происходило 6 раз. Поскольку распределение РЗЭ, определялось составом поступающего терригенного материала, то появление сближенных в разрезе пород с разными содержаниями РЗЭ фиксирует время тектонической активизации фундамента Западно-Сибирской плиты, проявившиеся на границе средней и верхней юры и на границе юры и мела.

Литература

1. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. - М.: Наука, 2006, 360 с.
2. *Федоров Ю.Н., Криночкин В.Г., Иванов К.С. и др*. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным K-Ar метода датирования) // ДАН, 2004. Т. 397. № 2. С. 239-242.
3. Шадрина С.В., Кондаков А.П. Новые данные о фундаменте северо-восточного обрамления Красноленинского свода (Западная Сибирь): состав, строение, возраст // Нефтяное хозяйство, 2014, №11, С. 94-99.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕКАТИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (БАССЕЙН Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Л.А.Шмелёва

Институт Геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: lyubov.shmeleva@inbox.ru

Дано описание состава и строения верхнекатийской толщи на р. Б. Косью, которая представлена известняковыми разностями рифовых и открытошельфовых фаций. Массивные светло-серые рифовые известняки сменяются сублиторальными осадками, что характеризует начало позднекатийской трансгрессии. Органогенные песчаники, завершающие разрез, свидетельствуют о регрессивной тенденции в самом конце катийского века.

Карбонатные отложения катийского яруса верхнего ордовика Северного Урала наиболее полно представлены в бассейне р. Илыч. Они развиты на р. Илыч в районе ручьев Заколаёль и Родаёль и по ним, в скальных выходах Татарский Вичко, Амбар-Кырта, а также по р. Б. Косью (правый приток р. Илыч).

Согласно имеющимся данным, палеогеографическая ситуация на рассматриваемой территории в течение позднего катия менялась: в первой половине позднего катия существовала шельфовая окраина с рифовой отмелью, а в конце катия рамповая окраина в условиях сублиторали [1]. В данной работе рассматриваются отложения в разрезе р. Б. Косью, где они представлены известняковыми разностями рифовых и открытошельфовых фаций и доступны для изучения на протяжении 2 км. Проведенные автором исследования выявили сложную палеоландшафтную структуру рифа Большая Косью, состоящую из рифового плато, внутририфовых лагун и фронтальной зоны [4], которая с эрозионным контактом перекрывается сублиторальными отложениями яптикшорской свиты.

Основание *рифового плато* сложено светло-серыми, преимущественно массивными биокластовыми и литобиокластовыми известняками мощностью 16,8 м. Среди биокластового материала преобладают членики криноидей, реже встречаются ругозы, табуляты и небольшие скопления гастропод. Литокластовый материал в составе этой части толщи не сортирован и представлен неокатанными обломками (до 8 см) известняков светло-серых массивных и слоистых, а также темно-серых пелитоморфных.

Ядро рифа мощностью в 110 м характеризуется светло-серыми массивными биогермными известняками с разнообразными представителями рифового сообщества, среди которых распространены остатки ругоз, табулят и гелиолитоидей (Favositida, Halysitida, Heliolitoidea), гидроидов (Fistulella), строматолитоподобные обрастания, скопления зеленых

дазикладиевых (?) и красных водорослей, а также мелких мшанок, гастропод и крупных члеников криноидей. Также здесь в рифовых сообществах установлено широкое распространение пока таксономически не диагностированных губкообразных организмов. Они имеют округлые и элипсовидные формы размером до 1 см и встречаются по всему разрезу.

В процессе полевых работ при изучении массивной рифовой толщи были выявлены разрезы более темных известняков со слоистым строением и мощностью 63.6 м, меньшей, чем у вмещающих их массивных рифовых известняков. В этих рахрезах преобладают темно-серые пелитоморфные известняки, заключающие прослои рифовых конглобрекчий и гравелитов мощностью 10–15 см и массивных биогермных известняков мощностью до 1.5 м. Данная ассоциация пород позволяет говорить о том, что здесь внутри рифового плато существовали *лагуны*. В них в основном накапливались иловые осадки, периодически поступал обломочный рифовый материал. В периоды, когда поступление илового и обломочного рифового материала прекращалось в них формировались мелкие биогермные постройки, которые можно отнести к постройкам типа пэтч-рифов или «негритянских голов» в зарифовой области Большого Барьерного рифа [3]. Подобные разрезы лагунных фаций были установлены Антошкиной А. И. [1] в структуре верхнеордовикского рифа Бадъя (Приполярный Урал), лудловского рифа Нияю и нижнедевонского рифа Лемва (Полярный Урал).

Выше разрез характеризуется существенным увеличением количества лито- и биокластового материала и представляет собой *фронтальную зону рифа*. Биокластовый материал, вероятно, образовывался при разрушении рифа и заполнял межкаркасные полости. Среди биокластов отмечаются остатки табулят, одиночных ругоз, ортоцератид, но наиболее распространены таксономически не диагностированные губкообразные организмы, образующие крупные плотные скопления и, особенно, остатки члеников криноидей, подобно образованиям фронтальной зоны лудловского рифа Балбанью на Приполярном Урале и нижнедевонского рифа Лемва [1]. Видимая мощность отложений 18.8 м.

Выше по разрезу на левом берегу р. Б. Косью на отмытой поверхности можно наблюдать темно-серые, мелкозернистые известняки, включающие крупные (до 1–2 м) обломки светло-серых рифовых известняков и рифовые конглобрекчии. По всей видимости, данная часть разреза характеризует *склоновую/предрифовую зону рифа*, имеющую сходство с подобными образованиями таких зон в лудловском рифе Нияю, нижнедевонских рифах Лемва и Лог Иорданского на Северном Урале.

Массивная рифовая толща перекрывается отчетливо слоистыми породами яптикшорской свиты, представляющей отложения рампа в условиях сублиторали. В нижней

части (28,5 м) наблюдается переслаивание темно-серых, пелитоморфных неровноплитчатых известняков и комковатых литобиокластовых известняков. Литокластовый материал представлен обломками темно-серых пелитоморфных известняков размером 4–5 см, реже 1–2 см. Среди биокластов широко распространены фрагменты криноидей, брахиопод, зеленых водорослей, колоний табулят, ругоз, гидроидов (Fistulella), а также проблематических губкообразных организмов. Возраст этих отложений по находкам зонального вида брахиопод *Proconchidium muensteri* [2] согласно современной стратиграфической схеме датируется как поздний катий, а сами отложения характеризуют начало позднекатийской трансгрессии, которая фиксируется в разных разрезах Балтики.

В средней части разреза (19.8 м) наблюдается переслаивание светло-серых биокластовых криноидных известняков с градационной слоистостью, темно-серых литобиокластовых известняков с многочисленными эрозионными поверхностями и темно-серых пелитоморфных массивных известняков. Данная ассоциация пород позволяет предположить, что в это время палеогеодинамические условия на рассматриваемой территории были неустойчивыми. На окраине морского бассейна преобладали обстановки с интенсивными течениями, которые периодически сменялись спокойно-водными.

К концу позднего катия здесь стали преобладать условия с подвижной гидродинамикой, о чем свидетельствует накопление криноидных известняков мощностью 27.5 м, завершающих разрез яптикшорской свиты.

Таким образом, состав и строение верхнекатийских отложений на р. Б. Косью отражают существование в начале позднего катия окраины карбонатной платформы-шельфа с рифовым сооружением, сменяющейся в конце позднего катия платформой-рампой с накоплением сублиторальных осадков. Завершают разрез образования органогенных песчаников в условиях отмели, что свидетельствует о регрессивной тенденции в самом конце катийского века.

Литература:

1. *Антошкина А. И.* Рифообразование в Палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.
2. *Антошкина А. И., Афанасьев А. К., Безносова Т. М.* Новая стратиграфическая схема верхнего ордовика и силура севера Урала (Елецкая зона). Сыктывкар, 1989. 16 с.
3. *Преображенский Б. В.* Современные рифы. М.: Наука, 1986 г. 244 с.
4. *Шмелёва Л.* А. Палеоландшафтная реконструкция верхнеордовикского рифа р. Б. Косью (р. Илыч, Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 23-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С.146–149.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ТАЛАХСКОГО ГОРИЗОНТА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Юрочкина В.А.

РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, e-mail: viyurr@gmail.com

Талахский горизонт выделяется на северо-востоке Непско-Ботуобинской антеклизы и приурочен к нижневендскому терригенному комплексу. Нефтегазоносность отложений талахского горизонта доказана в пределах нескольких месторождений, в частности, Чаяндинского НГКМ.

Формирование талахских продуктивных отложений происходило в континентальных условиях вблизи источников сноса осадочного материала, расположенных в сводовой части Непско-Ботуобинской антеклизы. Талахский горизонт сложен широким комплексом гравийных, песчаных и песчано-алевро-глинистых литотипов. Отложение талахского горизонта отличаются высокой степенью геологической неоднородности, которая определяется частым чередованием в разрезе различных пород. В отложениях горизонта преобладают текстуры, характерные для отложений временных потоков. Комплекс структурных и текстурных особенностей пород талахского горизонта свидетельствует о формировании этих отложений в зоне временных потоков и сопровождающих их зонах континентального ландшафта.

В отложениях талахского горизонта широко развиты вторичные процессы. Наиболее масштабные преобразования связаны с регенерацией обломочных зерен, аутигенным минералообразованием (карбонатизацией, сульфатизацией, засолонением).

В работе исследованы стадийность вторичных преобразований и закономерности их распределения по разрезу, а также влияние данных процессов на фильтрационно-емкостные свойства пород.

Был изучен керновый и шлифовый материал, полученный из ряда скважин, результаты геофизических и петрофизичексих исследований.

Коллектора талахского горизонта относятся к поровому типу, характерному для обломочных пород. Значения пористости варьируются от единиц до десятков процентов. Размеры пор изменяются в пределах от 0,01 мм до нескольких мм, в среднем составляя 0,5 мм.

Вторичные изменения происходили преимущественно на стадии катагенеза, во многом изменив структуру и объем порового пространства. В отдельных участках пород зерна практически полностью теряют свои первичные очертания, а первичное поровое пространство часто полностью залечивается аутигенными минералами. В то же время

выщелачивание зерен кварца и полевых шпатов, а также цементной составляющей пород увеличили значения пористости в разрезе.

Динамика распределения вторичных преобразований в верхней и нижней частях талахского горизонта различна.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ В ОСИНСКОМ ГОРИЗОНТЕ В СВОДОВОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.

Николаев А.А

РГУ Нефти и Газа имени И. М. Губкина, г. Москва, e-mail: Tema-nikol@hotmail.com

В данной работе на основе детальных литологических исследований авторам рассмотрены нижнекембрийские карбонатные отложения. Осинский горизонт нижнего кембрия является одним из основных нефтегазоносных горизонтов в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы. С ним связаны залежи углеводородов (УВ) на Талаканском, Марковском, Большетирском и др. месторождения.

Исследованию данных отложений посвящены многочисленные работы В.Г. Кузнецова, О.В. Постниковой, А.П. Железновой, П.Н. Колосова, Н.М. Скобелевой, Л.С. и многих других. Несмотря на значительный объем проведенных исследований осинского горизонта, в настоящее время остается ряд вопросов, связанных с проблемой формирования и закономерностями распространения пород-коллекторов.

Основой для проведения исследования явились результаты изучения кернового материала по скважинам Ярактинского, Северо-Могдинского, Ичединского, Марковского месторождений. Так же в работе были использованы результаты петрофизических и ГИС исследований.

Отложения осинского горизонта прослеживаются по всей территории Непско-Ботуобинской антеклизы, но отличаются высокой степенью неоднородности, что во многом связано с различными условиями образования пород.

В целом, в осинское время территория Непско-Ботуобинской антеклизы представляла собой отмельную зону, в сводовой части которой, в отложениях фаций крайнего мелководья формировались органогенные биостромы, а на склонах, в относительно погруженной части шельфа, шло формирование биогермных массивов.

Всего в разрезе осинского горизонта выделяются 6 основных литотипов: известняки биогермные, доломиты разнокристаллические, доломиты разнокристллические с реликтовой органогенно-водорослевый структурой, доломиты микрозернистые, доломиты комковато-сгустковые, ангидрито-доломиты. Между выделенными литотипами существуют переходные разности.

Закономерное чередование в разрезе осинского горизонта определенных структурно-генетических типов пород указывает на циклическое развитие процессов седиментации в бассейне, которое определялось трансгрессивно-регрессивным режимом бассейна. В целом, циклиты имеют трехчленное строение. В основании циклитов, в условиях крайнего мелководья при слабом привносе глинистого материала отлагались микрокристаллические глинистые доломиты. Средняя часть циклита представлена следующими литотипами: доломиты разнокристллические с реликтовой органогенно-водорослевый структурой, разнокристаллическими доломитами, известняками органогенно-водорослевыми, которые были сформированы при максимальном развитии трансгрессии. Завершают разрез циклита существенно сульфатизированные породы, отлагавшиеся в условиях повышенной солёности, вызванной частичной изоляцией бассейна осадконакопления и его обмелением. В ряде случаев обмеление бассейна сопровождалось усилением гидродинамической активности и появлением в разрезе комковато-сгустковых разностей, а также брекчиевидных текстур.

Породы, слагающие нижнекембрийские отложения осинского горизонта в значительной степени преобразованы вторичными изменениями, что во многом изменило структуру и объем их порового пространства. Установлено несколько типов вторичных преобразований, которые как положительно, так и отрицательно влияли на объем пустотного пространства.

Формирование пустотного пространства пород обусловлено первичной структурой пород и направленностью развития вторичных процессов.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПОЗДНЕРИФЕЙ-РАННЕВЕНДСКОМ БАССЕЙНЕ ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ю.А. Духненко

РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, Москва, e-mail: dukhnenko.yury@gmail.com

В работе изложены результаты литологических и геолого-геофизических исследований позднерифей-ранневендских отложений запада Сибирской платформы. Осадконакопление алешинской свиты тасеевской серии происходило в условиях континентальных фаций, чистяковской свиты тасеевской серии в условиях морских и прибрежно морских фаций, в мошаковское время произошла регрессия морского бассейна и осадконакопление происходило в условиях аллювиальной равнины. Формирование отложений ванаварской свиты совпало со временем начала мощной трансгрессии, в результате которой в оскобинское время морем была перекрыта, практически, вся западная часть Сибирской платформы.

На территории Сибирской платформы сосредоточены значительные запасы углеводородов, приуроченные к отложениям рифея и венда. Здесь открыты такие месторождения как: Абаканское, Берямбинское, Имбинское, Агалеевское. Геолого-геофизическая изученность данного региона весьма неравномерная, а в отдельных районах достаточно низкая. Отложения позднего рифея и венда отличает высокая степень геологической неоднородности обусловленной литофациальной и литолого-петрофизической изменчивостью. Для выявления закономерностей распространения пород-коллекторов и определения их литолого-петрофизических характеристик необходимо проведение детальных литологических и геофизических исследований. Особую актуальность приобретают фациально-палеогеографические реконструкции и исследования структурно-вещественных характеристик перспективных нефтегазоносных рифей-вендских отложений.

Целью данных исследований является реконструкция эволюции обстановок осадконакопления в позднерифей-ранневендском бассейне осадконакопления запада Сибирской платформы.

Для позднерифей-ранневендских отложений в работе решался целый ряд задач:

- литологическая характеристика;
- выявление закономерностей строения;
- корреляция разрезов по комплексу литолого-геофизических исследований;
- реконструкция условий осадконакопления;
- прогноз свойств и зон развития пород коллекторов.

Для решения поставленных задач применялся широкий комплекс разномасштабных литологических и геофизических исследований, таких как: изучение текстуры, структуры и минерального состава пород, структуры пустотного пространства пород-коллекторов методами оптической микроскопии, результаты интерпретации данных геофизических исследований скважин (ГИС), литофациальный анализ. В основу исследований положены материалы ГИС по 16 скважинам, из которых 12 охарактеризованы керновым материалом и геолого-промысловыми данными. В рамках данной работы коллективом кафедры было исследовано более 2500 тысяч образцов пород и более 1500 шлифов.

Позднерифейские нефтегазоносные отложения представлены комплексом терригенно-карбонатных пород тасеевской серии, которая имеет трехчленное строение. Нижняя часть серии представлена отложениями алёшинской свиты, средняя – чистяковской, верхняя – мошаковской. Алёшинский бассейн осадконакопления начал своё развитие на пенепленезированной поверхности рифея и выступов фундамента. Территориально он занимал область, соответствующую Иркинеево-Чадобецкому палеопрогибу и предгорной области Енисейского кряжа. Южное ограничение бассейна на данном этапе исследования определить не представляется возможным.

В чистяковское время исследуемая территория была перекрыта морским бассейном северным ограничением которого служила карбонатная суша располагавшаяся на территории Байкитской антеклизы.

В мошаковское время произошла регрессия морского бассейна и территория Приангарья превратилась в аллювиальную равнину, где локально могли развиваться участки пенеплена. В позднемошаковское время территория приангарья была перекрыта алевро-глинистыми отложениями прибрежно-морской равнины.

В ванаварское время началась мощная трансгрессия, в результате которой морскими отложениями были перекрыты, как территория Приангарья, так и основная часть Байкитской антеклизы.

Постепенное разветие трансгрессии в условиях аридного климата привело к затоплению источников сноса и накоплению карбонатных отложений. Формирование системы островов по периферии Сибирской платформы, а также рост рифовых сооружений на востоке в кембрийское время привел к изоляции бассейна, а затем к резкому его осолонению.

СОДЕРЖАНИЕ

СЕКЦИЯ 4 «ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ»

Чамов Н.П. ТЕКТОНОЗАВИСИМАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В ГРАБЕНАХ СРЕДНЕРУССКОГО АВЛАКОГЕНА (ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА) 5

Астаркин С.В., Гончаренко О.П. ТИПОВЫЕ РАЗРЕЗЫ БОБРИКОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ РЯЗАНО-САРАТОВСКОГО ПРОГИБА И ЖИГУЛЕВСКО-ПУГАЧЕВСКОГО СВОДА 8

Беленицкая Г.А. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ (данные анализа Карты галогенных формаций масштаба 1:10 000 000) 11

Ванин В.А., Малышева Т.М. УТОЧНЕНИЕ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ С УЧЁТОМ ЭВОЛЮЦИИ МОЛОДОГО БАССЕЙНА ОКРАИНЫ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА 14

Вакуленко Л.Г., Бейзель А.Л., Ян П.А. ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕГО ТОАРА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА 15

Варнавский В.Г. ЮГО-ВОСТОК СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА. АЛДАНО-МАЙСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН: ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ, НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ 19

Варнавский В.Г. РОЛЬ АМУРСКОГО РЕЧНОГО БАССЕЙНА В ФОРМИРОВАНИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСНЫХ БАССЕЙНОВ ЮГА ВОСТОКА РОССИИ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ 23

Вилесов А.П. ВЕРХНЕФРАНСКИЕ РИФЫ ВАХИТОВСКОГО ТИПА (ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ): ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ 26

Вилесова Л.А., Вовченко Е.С. ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ ТУРНЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ УНЬВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕРМСКОГО КРАЯ 30

Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И., Писарева Н.И., Солошенко Н.Г. ИЗОТОПНАЯ СТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ШУНТАРСКОЙ СВИТЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И U-PB ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОДСТИЛАЮЩИХ И ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ 34

Горбунова А.О., Гаврилов С.С. СТРОЕНИЕ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВАСЮГАНСКОГО ГОРИЗОНТА НА ТЕРРИТОРИИ СУРГУТСКОГО СВОДА И СЕВЕРО-ВАРТОВСКОЙ МЕГАТЕРРАСЫ 37

Грановский А.Г. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА 40

Данилко Н.К. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСКОБИНСКОГО БАССЕЙНА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 43

Дмитриев Д.А. ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД САНТОНСКОГО ЯРУСА КУРСКОЙ ОБЛАСТИ 45

Дронов А.В., Зайцев А.В. ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОРДОВИКЕ РУССКОЙ, СИБИРСКОЙ И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ 48

Журавлева Л.М. МИКРОБИОЛИТЫ И ТАЙДАЛИТЫ НИЖНЕГО ДЕВОНА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ 50

Исаев Г.Д. ЭВОЛЮЦИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ И КОРАЛЛОВЫЕ РИФЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ 53

Исаев Г.Д., Каячев Н.Ф., Микуленко И.К. СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ВЕНДА-КЕМБРИЯ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ 57

Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Жимулев Ф.И. ВОЗРАСТНОЕ ОГРАНИЧЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТИЛЛИТОВ БАЙКОНУРСКОЙ СВИТЫ (УЛУТАУ): ДАННЫЕ U-PB ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ МЕТОДОМ LA ICP-MS И SR- ХЕМОСТРАТИГРАФИИ 60

Караковский Е.А., Прошенкин А.И. ВЕНДСКИЕ ТИЛЛИТЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА: ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПОРОД ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ, КОРРЕЛЯЦИЯ 63

Каячев Н.Ф., Котельников И.А., Перелыгин А.И. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВАНАВАРСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА КАТАНГСКОЙ СЕДЛОВИНЫ В СВЯЗИ С ЕЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ 66

Кириллова Г.Л. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЭВОЛЮЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ 69

Ковальчук М.С. ЭВОЛЮЦИЯ ДНЕСТРОВСКОГО ПЕРИКРАТОННОГО ПРОГИБА 72

Коломиец В.Л., Рассказов С.В. ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ 75

Коржнев В.Н. ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ БАССЕЙНАХ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА НА ТЕРРИТОРИИ ГОРНОГО АЛТАЯ 78

Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Голубкова Е.Ю., Карлов Г.А. ВЕНД ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОМЫ: ВОЗМОЖНОСТИ ДЛЯ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ И ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ 81

Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г. МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ГИССАРО-АЛАЙСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ 84

Кузнецов Н.Б., Прияткина Н.С., Шацилло А.В., Коллинз В.Дж., Павлов В.Э., Худолей А.К., Романюк Т.В., Рудько С.В., Серов С.Г. ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТАХ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ЛОПАТИНСКОЙ СВИТЫ (ОСНОВАНИЕ ЧИНГАСАНСКОЙ СЕРИИ) И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ТЕЙСКО-ЧАПСКОГО ПРОГИБА (СВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА) 87

Малиновский А.И.ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОСТРОВОВ ГРУППЫ ФУ-КУЙ – КАТУИК (ШЕЛЬФ ВЬЕТНАМА) 90

Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М., Пыжова Е.С., Кузнецов Н.Б., Киселёв В.И., Ронкин Ю.Л., Романюк Т.В. U-Pb ВОЗРАСТЫ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РИФЕЙСКО – ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЗАПАДНОГО УРАЛА 93

Мурыгин А.П., Прозорова Г.Н. ПЕСЧАНЫЕ ТЕЛА-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ЛОВУШКИ УВ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ДИНАМИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ДОНБАССКОГО РЕГИОНА 96

Низяева И.С. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА КОЛЛЕКТОРОВ В ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГАНСКОГО НГР 99

Никулова Н. Ю. ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-РАННЕОРДОВИКСКОГО ТЕРРИГЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ХР. МАЛДЫНЫРД (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) 103

Палымский Б.Ф. МОЛАССОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ 107

Палымский Б.Ф. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ОСНОВА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ 110

Петров П.Ю. MOLAR TOOTH STRUCTURES И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЕЛОИДОВ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ (СРЕДНИЙ РИФЕЙ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРИ) 113

Попов А.Ю., Соболев Е.С., Ядренкин А.В. АНАЛИЗ ЦИКЛИЧНОСТИ СРЕДНЕТРИАСОВОЙ ТОЛЩИ В РАЙОНЕ КРЯЖА ПРОНЧИЩЕВА (СРЕДНЯЯ СИБИРЬ) 116

Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. КОНСЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В ЛИТОЛОГИИ И СТРУКТУРЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ 119

Свидзинский С.А., Барановская М.А. СПЕЦИФИКА КАЛИЙНО-МАГНИЕВОГО СОЛЕОБРАЗОВАНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУПИКОВОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-ПРИКАСПИЙСКОГО СОЛЕРОДНОГО БАССЕЙНА 122

Седлецкий В.И. О ВРЕМЕНИ ОТЛОЖЕНИЯ СОЛЕЙ И СУЩЕСТВОВАНИЯ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ 127

Сиротин В.И., Жабин А.В. СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И УСЛОВИЯ ЗАРОЖДЕНИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ 130

Смирнова Ю.Н. РЕЗУЛЬТАТЫ U-PB ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕАМУРСКОГО И ЗЕЯ-ДЕПСКОГО ПРОГИБОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ 133

Снежко В.А.ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ТОНКООБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-КАВКАЗСКОГО СЕГМЕНТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА 136

Соболев П.О., Лаврентьева М.А. МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СИСТЕМ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА 139

Танинская Н.В., Низяева И.С., Колпенская Н.Н., Васильев Н.Я., Мясникова М.А., Яшина В.Н. ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОСИБИРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ 145

Трощенко В.В. СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ КАК ФУНКЦИЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ 148

Тучкова М.И., Соколов С.Д., Ватрушкина Е.В., Покровский Б.Г. КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ ЧУКОТКИ: ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ 150

Фролова Е. В., Мамулина В.Д. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ДЛЯ НИЖНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КЫУЛОНГСКОГО БАССЕЙНА (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО УЧАСТКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДРАКОН, ВЬЕТНАМ) 153

Хабаров Е.М.СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ХАРАУЛАХСКОГО ПОДНЯТИЯ 156

Яковишина Е.В., Карпова Е.В., Крупская В.В., Лебедев В.С. ВЕРХНЕФРАНСКИЕ РИФЫ РАЙОНА УХТИНСКОЙ СКЛАДКИ (ЮЖНЫЙ ТИМАН) 159

Dilly R., Berthault G., Wilder I.OROGENESIS: CAUSE OF SEDIMENTARY FORMATIONS 162

СЕКЦИЯ 5 «ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ И ФОРМИРОВАНИЕ НЕТРАДИЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА»

Аулова Д.Ю. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОРОД ТАЛАХСКОГО ГОРИЗОНТА В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОГО СКЛОНА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ 165

Белоновская Л.Г., Шибина Т.Д., Климова Е.В. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕ-ЧОНСКОЙ ПЛОЩАДИ В СВЯЗИ С ВЫЯВЛЕНИЕМ ЗОН УЛУЧШЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ И ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСТНОСТИ 168

Видик С.В., Брылина А.В. РОЛЬ ДИАГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ КОЛЛЕКТОРОВ ПРОДУКТИВНОГО ГОРИЗОНТА Ю1 НА ТЕРРИТОРИИ ШИРОТНОГО ПРИОБЬЯ 172

Волков В.А., Мухер А.Г., Пахомова Е.А., Гладышев А.А. ВЫДЕЛЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОТИПОВ В СОСТАВЕ БАЖЕНОВСКОГО ГОРИЗОНТА (ФРОЛОВСКАЯ ЗОНА, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) 175

Гаврилов Ю.О. УГЛЕРОДИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАЗНОГО ФАЦИАЛЬНОГО ТИПА В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА 182

Григорчук К. Г. ДИНАМИКА КАТАГЕНЕЗА В КОНТЕКСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕНЕРАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА ГАЗОНОСНЫХ «СЛАНЦЕВ» 185

Губина Е.А., Кушмар И.А. БИРКИНСКИЙ ПРОДУКТИВНЫЙ ГОРИЗОНТ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЕГО ТИПИЗАЦИИ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА) 188

Друщиц В.А., Садчикова Т.А. ГИДРАТЫ ГАЗА И ЭМИССИЯ ПРИРОДНОГО ГАЗА НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ АРКТИКИ 192

Ескин А.А., Королёв Э.А., Морозов В.П., Нургалиева Н.Г., Смелков В.М., Кальчева А.Б. ДОЛОМИТОВЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ БАШКИРСКОГО ЯРУСА ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА 195

Забанбарк А., Лобковский Л.И. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В ЛИТОЛОГИЧЕСКИ РАЗНОТИПНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ДРЕВНИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ И ЮЖНО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМ 198

Карпова Е.В., Горшков Д.А. ПРОЦЕССЫ ОКРЕМНЕНИЯ В НИЖНЕВЕНДСКИХ КАРБОНАТАХ УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (ЮГ СРЕДНЕЙ СИБИРИ) 201

Карпунин А. М., Мозолева И. Н., Соболев Н. Н. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ (РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА КАРТЫ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ РОССИИ) 205

Квачко С.К., Бибик А.С. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ФЕС ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ В ПРЕДЕЛАХ ЛИЦЕНЗИОННЫХ УЧАСТКОВ ОАО «НК «РОСНЕФТЬ» В ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ 207

Керимов В.Ю., Сизиков Е.А., Бондарев А.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. ЭТАПНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ КАЙНОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИСАХАЛИНСКОГО ШЕЛЬФА 210

Киквадзе О.Е. О ФОРМИРОВАНИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДНЫХ ФЛЮИДОВ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА 213

Кокин А.В., Силаев В.И., Прокопов Н.С. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ИЗ АЛАБАНДИНОВЫХ РУД ЭНДОГЕННОГО ВЫСОКОГОРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕТЕРОГЕННОГО ИСТОЧНИКА УГЛЕРОДА ПРИ ВОЗМОЖНОМ ФОРМИРОВАНИИ НЕТРАДИЦИОННЫХ ИСТОЧНИКОВ НЕФТЕ- И ГАЗООБРАЗОВАНИЯ 216

Коновальцева Е.С. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НИЖНЕВЕНДСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ 220

Конюхов А.И. ЧЕРНЫЕ ГЛИНЫ НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ В ОКЕАНАХ ПАЛЕОЗОЯ И РАННЕГО МЕЗОЗОЯ 222

Коробов А.Д., Коробова Л.А., Колотухин А.Т., Мухин В.М. ПЕТРОГЕННАЯ ВОДА, ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС И МИГРАЦИЯ НЕФТИ В ТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВИЗИРОВАННОМ ПОГРЕБЕННОМ КОНТИНЕНТАЛЬНОМ РИФТЕ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) 226

Костеневич К.А., Крицкий И.Л., Федорцов И.В. ВЛИЯНИЕ НАЛОЖЕННЫХ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КОЛЛЕКТОРАХ НЕОКОМА НА ДОСТОВЕРНОСТЬ ОЦЕНКИ ИХ НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТИ 229

Кудаманов А.И. БАЖЕНОВСКАЯ СВИТА. ТЕРРИТОРИЯ ЗАБЛУЖДЕНИЙ 232

Лебедева М.Г., Кривчикова Е.А. ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА СВОЙСТВА КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ОСИНСКОГО ГОРИЗОНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НБА 235

Морозов В.П., Кольчугин А.Н., Королев Э.А. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАМСКО-КИНЕЛЬСКОЙ СИСТЕМЫ ПРОГИБОВ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА 240

Маленкина С.Ю. ЛИТОЛОГИЯ НЕДАВНО ОТКРЫТЫХ НИЖНЕВОЛЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ МОСКОВСКОГО РЕГИОНА 243

Немова В.Д. ОСОБЕННОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ РАДИОЛЯРИТОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ 247

Окнова Н.С., Коханова А.Н. ЛИТОЛОГИЯ И ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 250

Олейник Е.В., Оксенойд Е.Е. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЖЕНОВСКО-АБАЛАКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ФРОЛОВСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) 254

Панченко И.В., Камзолкин В.А., Латышев А.В., Соболев И.Д. ТУФЫ И ТУФФИТЫ В БАЖЕНОВСКОМ ГОРИЗОНТЕ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) 258

Постников А. В., Сивальнева О. В., Пошибаев В. В., Ганаева М. Р., Оленова К.Ю. СОСТАВ И ПУСТОТНОЕ ПРОСТРАНСТВО ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ 261

Постников А. В., Постникова О. В., Осинцева Н. А., Сивальнева О. В., Пошибаев В. В., Ганаева М. Р. ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА И ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ПОРОД ХАДУМСКОЙ И БАТАЛПАШИНСКОЙ СВИТ В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-КАВКАЗСКОЙ НГП 265

Попова М. В. ВЕЩЕСТВЕННО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПОРОДАХ «КУОНАМСКОЙ» ФОРМАЦИИ 267

Пронина Н.В., Фадеева Н.П., Кирюхина Т.А., Большакова М.А., Суслова А.А., Коробова Н.И., Лужбина М.С. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО И ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО БАССЕЙНОВ И УСЛОВИЯ ЕГО НАКОПЛЕНИЯ 271

Предтеченская Е.А., Кроль Л.А., Сапьяник В.В., Павлухин И.С. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ТИПИЗАЦИЯ РАЗРЕЗОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ КЕРНА И КОМПЛЕКСУ ГИС 273

Рапацкая Л.А. МНОГОФАКТОРНАЯ И РАЗНОПОЛЯРНАЯ РОЛЬ ДИЗЬЮНКТИВНОЙ ТЕКТОНИКИ В ОНТОГЕНЕЗЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 277

Сердюк З.Я., Вильковская И.Ю., Зубарева Л.И., Кирилова Н.В., Стефаненко О.Н., Стариченко И.Е., Бубнова Е.С., Митрофанов Г.М., Смолин С.Н. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ФАНЕРОЗОЯ В АНОМАЛЬНЫХ ЗОНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ВЛИЯНИЕ ИХ НА НЕФТЕОТДАЧУ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ 280

Стукалова И.Е., Лебедев В.С. ОСТАТОЧНЫЕ УГЛЕВОДОРОДНЫЕ ГАЗЫ В УГЛЯХ И ИЗМЕНЕНИЕ ИХ СОСТАВА В ПРОЦЕССЕ МЕТАМОРФИЗМА 284

Тимонина Н.Н., Вахнин М.Г. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ В ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЕЧОРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАССЕЙНА 286

Тугарова М.А. КОНКРЕЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ 289

Хасанов Р.Р., Гафуров Ш.З., Муллакаев А.И. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРЮЧИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ВОЛГО-УРАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ 292

Храмцова А.В., Кудаманов А.И., Карих Т.М., Фадеев А.М., Губин С.А. ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ВАЛАНЖИНА НА ПРИМЕРЕ ПЛАСТОВ $БУ_{16}$ ВОСТОЧНО-УРЕНГОЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 295

Шарданова Т.А., Фадеева Н.П., Хомяк А.Н., Косоруков В.Л. ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ «ДОМАНИКОВОЙ» ФОРМАЦИИ – СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ 298

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Жигульский И.А. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ ЧАСТЕЙ ОБЬ-ИРТЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ 301

Эфендиева М.А.ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕТРАДИЦИОННЫХ УВ В ПОРОДАХ МАЙКОПСКОЙ СЕРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА 305

Яковлева Н.П., Мясникова Г.П., Кулагина С.Ф. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ТЕРРИТОРИИ ХМАО ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 307

Щепетова Е.В., Панченко И.В., Барабошкин Е.Ю., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Зуйкова М.В. ШТОРМОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЕ ФРОЛОВСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) 312

СЕКЦИЯ 6 «МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТАДИЙНОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА И МОДЕЛИРОВАНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД»

Абросимов А.А., Пименов Ю.Г. ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СИСТЕМЫ ГОРНЫХ ПОРОД 315

Астаркин С.В., Саратинян Л.В., Саратинян Н.А., Рубе А.А. ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВАСЮГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ СЕВЕРО-ВАРТОВСКОЙ МЕГАТЕРРАСЫ 317

Баюк И.О., Постникова О.В., Рыжков В.И., Иванов И.С. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОСТРОЕНИЯ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ УГЛЕВОДОРОДОВ 320

Баранов В.А. СТАДИИ ЛИТОГЕНЕЗА И ВОЗМОЖНОСТЬ ДОБЫЧИ УГЛЕВОДОРОДОВ БЕЗ ГИДРОРАЗРЫВА 323

Викулова О.В., Никифоров А.Ю., Гультяев С.В., Коровина Т.А. ОПЕРАТИВНЫЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ УГЛЕВОДОРОДОНАСЫЩЕННОСТИ КОЛЛЕКТОРОВ В КАРБОНАТНЫХ И ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТИКЛИЗЫ ПО КЕРНУ 326

Городнов А.В., Коломыцев А.В., Черноглазов В.Н. ИЗУЧЕНИЕ ЛИТОГЕНЕЗА ГОРНЫХ ПОРОД ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ 329

Китаева И.А. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВОДО-ГАЗОВОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ 332

Лисицына М.Ю., Осинцева Н.А.ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК, ВЛИЯЮЩИХ НА КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ РОССИИ 335

Мусихин А.Д. КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА И РОЛЬ ТРЕЩИНОВАТОСТИ В ПОРОДАХ ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО ВОЗРАСТА ЦЕНТРАЛЬНО-ХОРЕЙВЕРСКОГО ПОДНЯТИЯ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ 337

Попов Е.Ю. СОВРЕМЕННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ МЕТОДА ОПТИЧЕСКОГО СКАНИРОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ РАЗНОМАСШТАБНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ПОРОД РАЗРЕЗА ПО ВАРИАЦИЯМ ИХ ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ 341

Постников А.В., Хасанов И.И. НОВЫЕ ПОДХОДЫ В КОМПЬЮТЕРНОМ МОДЕЛИРОВАНИИ СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД 344

Сердюк З.Я., Митрофанов Г.М., Смолин С.Н., Вильковская И.Ю., Бубнова Е.С., Стефаненко О.Н. ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН ПОРОВО-ТРЕЩИННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ АНАЛИЗА ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ФАНЕРОЗОЯ 348

Топорков В.Г. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ЯМР ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ЛИТОФАЦИАЛЬНЫХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА 351

Хазикова Л.А., Шибина Т.Д. ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ ПОРИСТОСТЬЮ И ПРОНИЦАЕМОСТЬЮ В ОБЪЕМЕ ПОРОДЫ ДЛЯ ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 358

Shaun Graham THE DEVELOPMENT AND APPLICATION OF FULLY QUANTITATIVE AUTOMATED MINERALOGY IN THE CHARACTERIZATION OF RESERVOIR ROCKS 361

Steinbach A. HIGH RESOLUTION 3D X-RAY MICROSCOPY: CHARACTERIZING RESERVOIR ROCK AT THE PLUG AND PORE SCALE 362

Steinbach A. IMPROVEMENTS IN LIGHT MICROSCOPY FOR PETROGRAPHY 363

СТЕНДОВАЯ СЕКЦИЯ

Алексеева Т.Н. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ДВИНСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ 364

Бадида Л.В., Мизенс Г.А., Мельничук О.Ю. ТЕКСТУРА КОНУС В КОНУСЕ В ТЕРРИГЕННОЙ ТОЛЩЕ ВЕРХНЕДЕВОНСКОЙ КОДИНСКОЙ СВИТЫ НА ВОСТОКЕ СРЕДНЕГО УРАЛА 367

Борсук О.А. ИЗМЕНЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СОВРЕМЕННОГО РУСЛОВОГО АЛЛЮВИЯ НА Р. ЛЕНА 370

Бяков А.С., Ведерников И.Л. ГЕОХИМИЯ ПЕРМСКИХ ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ОХОТСКОГО МАССИВА 374

Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Митяев М.Ю., Канипова З.А. О РОЛИ ВОЛНОВЫХ И ШТОРМОВЫХ ДВИЖЕНИЙ В ОБРАЗОВАНИИ ВЕРХНЕЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 377

Горшков Д.А. КОМПЛЕКСЫ МИКРОФОССИЛИЙ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ И СЕВЕРО-ВОСТОКА ПРЕДПАТОМСКОГО ПРОГИБА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ) 381

Голубова Н.В., Рубан Д.А. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ СРЕДНЕЮРСКИХ КРИНОИДНЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА 384

Гончаренко О.П., Московский Г.А., Радзиевская О.-М.А БРОМХЛОРНОЕ ОТНОШЕНИЕ В СИЛЬВИНИТАХ ГРЕМЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 387

Глушанкова Н.И. ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЁССОВЫХ ПОРОД НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ 391

Дмитриевский С.С. НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В МОДЕЛИРОВАНИИ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ 394

Зайнуллин Р.И. СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖНИЙ РЫСКУЖИНСКОЙ ТОЛЩИ НИЖНЕГО ДЕВОНА (ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА, ЮЖНЫЙ УРАЛ) 396

Зайцев А.В., Зиятдинова И.И., Дронов А.В., Косоруков В.Л. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И МИКРОФАЦИИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. МОЙЕРО, СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 400

Катаева Е.П., Осинцева Н.А. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТВЕРСКОЙ ОБЛАСТИ 403

Кравченко Г.Г. РЕПЕРНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ В РАЗРЕЗЕ ВАСЮГАНСКОГО ГОРИЗОНТА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КЕРНА (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ 405

Кутищева Е.В. ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЬБСКИХ И СЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА М-37-II (КШЕНСКИЙ) 409

Латышева И.В. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ МИКРОТЕКСТУРЫ В ПОРОДАХ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (ДОЛИНА Р.ЧАНТЫ-АРГУН) 411

Макарова Е.Ю., Маслова Е.Е. ВЛИЯНИЕ СЕДИМЕНТО- И ДИАГЕНЕЗА НА СОСТАВ РЕЗИНИТА 414

Лаврушин В.Ю., Алиев Ад.А., Покровский Б.Г., Кох С.Н. ПИРИТЫ В ВЫБРОСАХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ АЗЕРБАЙДЖАНА 418

Малиновский А.А. ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОСТРОВОВ ГРУППЫ ФУ-КУЙ – КАТУИК (ШЕЛЬФ ВЬЕТНАМА) 421

Мельничук О.Ю. ЛИТОХИМИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД КОДИНСКОЙ СВИТЫ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА) 424

Меньшикова Е.А. ТРАНСФОРМАЦИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В УСЛОВИЯХ СБРОСА СТОЧНЫХ ВОД (НА ПРИМЕРЕ МАЛЫХ РЕК Г. СОЛИКАМСКА) 427

Митюшева Т. П. , Каткова В. И. ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАРСТОВОМ ОЗЕРЕ ЧЕРМАНТЫ (ТИМАН) 430

Михайленко Ю.В., Соболева А.А., Хоуриган Дж.К. РЕЗУЛЬТАТЫ U/PB-ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ КАРУЯРВИНСКОЙ СВИТЫ (КИЛЬДИНСКАЯ СЕРИЯ П-ОВА СРЕДНИЙ) 433

Михалицына Т.И., Бяков А.С. РЕКОНСТРУКЦИЯ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРМСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД БАЛЫГЫЧАНСКОГО БЛОКА (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ) 437

Подобина В.М., Ксенева Т.Г. АГГЛЮТИНИРОВАННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ И ИХ СВЯЗЬ С РИФТОВЫМИ СТРУКТУРАМИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 440

Рубан Д.А. О НОВОЙ КЛАССИФИКАЦИИ МЕГАКЛАСТОВ 443

Русанов Г.Г., Деев Е.В., Зольников И.Д. НОВОЕ ОБНАЖЕНИЕ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В УЙМОНСКОЙ КОТЛОВИНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ 446

Рябинкина Н. Н. ФОРМИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ В ТЕРРИГЕННОМ ВИЗЕЙСКОМ КОМПЛЕКСЕ ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА 449

Рябинкин С.В. БАЛАНСОВЫЕ РЕШЕНИЯ УРАВНЕНИЙ МАТЕРИАЛЬНОГО БАЛАНСА: ВОЗМОЖНОСТИ ОТНОШЕНИЕ СРЕДНИХ АРИФМЕТИЧЕСКОГО, ГАРМОНИЧЕСКОГО, КВАДРАТИЧЕСКОГО И ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО 451

Сапурин С.А. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА 454

Сизов А.В., Клементьев А.М. ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ТАГАЙСКОГО РАЗРЕЗА РАННЕГО МИОЦЕНА ПРИБАЙКАЛЬЯ 457

Суполкина И.В., Пантелейко И.А., Гачегов Е.В. ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ ВАСЮГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ТЕВЛИНСКО-РУССКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 460

Татаринов А.В., Яловик Л.И. ГРЯЗЕВЫЙ ВУЛКАНИЗМ В ФОРМИРОВАНИИ ЛИТОКОМПЛЕКСОВ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН НА ЮГЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ 463

Терехов Е.Н., Балуев А.С., Колодяжный С.Ю. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ г. АНДОМА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПРИОНЕЖЬЕ) 466

Шадрина С.В., Кондаков А.П. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮРСКИХ ПОРОД СЕВЕРНОГО СКЛОНА КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) 469

Шмелёва Л.А. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕКАТИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (БАССЕЙН Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ) 473

Юрочкина В.А. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ТАЛАХСКОГО ГОРИЗОНТА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ 476

Николаев А.А. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ В ОСИНСКОМ ГОРИЗОНТЕ В СВОДОВОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ 477

Духненко Ю.А. ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПОЗДНЕРИФЕЙ-РАННЕВЕНДСКОМ БАССЕЙНЕ ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 479